



Evolution Cénozoïque du bassin de Magellan et Tectonique des Andes australes

Marc Diraison

► To cite this version:

Marc Diraison. Evolution Cénozoïque du bassin de Magellan et Tectonique des Andes australes. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1997. Français. NNT : . tel-00626798

HAL Id: tel-00626798

<https://theses.hal.science/tel-00626798>

Submitted on 27 Sep 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

M. DIRAISON

ISSN 1240-1498

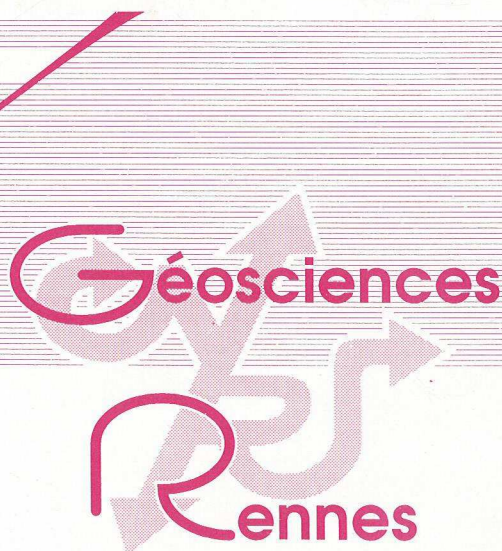
ISBN 2-905532-84-X

**Evolution Cénozoïque
du
Bassin de Magellan
et
Tectonique
des Andes Australes**

MEMOIRES

1998

n° 85



MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 85

Marc DIRAISON

**Evolution Cénozoïque du Bassin de Magellan
et Tectonique des Andes Australes**

**Thèse de Doctorat de l'Université de RENNES
soutenue le 12 Décembre 1997**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1998

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-84-X

1998

GEOSCIENCES-RENNES

UPR-CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042-RENNES Cédex (France)

Marc DIRAISON

**Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et
Tectonique des Andes Australes.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n°85 , 333 p.

à mes grands-parents,
Éva et Jean.

Avant propos et remerciements

Ce travail a été réalisé dans le laboratoire de Géosciences-Rennes et s'inscrit dans le cadre du projet "Andean Tectonics of Argentina" commun aux universités de Buenos Aires, Oxford et Rennes 1 (n° CI1*-CT93-0091) et soutenu financièrement par la Communauté Européenne.

En premier lieu, je remercie mes parents qui m'ont soutenu et conforté dans mes choix au cours de toutes ces années.

Merci à l'ensemble de la communauté de Géosciences Rennes avec qui j'ai partagé quatre années très intenses et passionnantes.

Merci à Peter (El diamante) qui m'a proposé ce sujet de thèse et qui m'a patiemment guidé dans mes recherches. Je n'oublierai pas le reste de l'Andean Team de Géosciences, les trois autres daltons de la pampa : Denis (El titular), Don Claudio et Eduardo (El g....o); Isa (mi nummulita negra) qui tient ses promesses, gracias la Infanta; El Ropercito et sa décalcification du tibia.

Merci aux paléomagiciennes de l'institut : n'Annick et Françoise; à JJK et Michel, sans qui le labo de modélisation ne serait plus ce qu'il est...; à tous les thésards, ex-thésards et chercheurs de la maison à qui je voudrais exprimer mon amitié : Olivier, mon Quéqué (que notre match continue encore longtemps), Philou, Steph, Riri dit Zorbec, Don Marquitos et Tom les nouveaux patateux, Sido, Linlin, Dédel, Cécile, Flo et à tous les autres.

Une mention spéciale au Bourjoy pour une assistance de tous les instants dans la dernière longue ligne droite ainsi qu'à son "sucre" Tatiana ty zaïka.

Merci aux différentes compagnies (Bridas S.A.P.I.C., Compañía General de Combustibles et ELF Aquitaine) qui ont apporté un soutien logistique indispensable à la réalisation de ce travail et à leurs géologues pour les longues discussions aussi bien scientifiques que techniques sur le terrain, à Buenos Aires ou à Pau : Alberto Gutiérrez Pleimling et Alejandro Lopez Angriman (los reyes de la trucha fueguina), Ana Corsi, Muriel Miller (... si querida) et Jef Ballard.

Merci à Eduardo Olivero pour m'avoir accueilli au CADIC à Ushuaia lors de ma première mission de terrain, à Daniel Martinioni pour les "expéditions" en Terre de Feu, ainsi qu'à tous les "Patagons" que j'ai rencontrés et grâce à qui j'ai pu découvrir et apprécier cette magnifique région qu'est la Patagonie.

Merci à Bernard Coletta (Institut Français du Pétrole), Ian Dalziel (University of Texas, Austin), Laurent Jolivet (Université de Cergy-Pontoise), Manuel Willemse (Shell, La Haie) et Denis Gapais (Université de Rennes 1) d'avoir accepté de juger ce travail.

Enfin, merci à Nadia pour tout.

- SOMMAIRE -

Introduction	11
Chapitre I. Le bassin de Magellan et les Andes australes, problématique et objectifs	17
I.1 - Présentation générale de la région d'étude	19
I.1.1. Contexte tectonique général	
I.1.2. Morphologie des Andes australes	
I.1.3. Le bassin de Magellan	
I.1.4. Problématique	
I.2. Zones de subduction et déformation continentale	27
I.2.1. Régime de contraintes lié au processus de subduction	
I.2.2. Subduction le long des Andes australes	
I.2.2.1. Contexte général	
I.2.2.2. Direction et taux de convergence entre les plaques Amérique du Sud, Nazca et Antarctique	
I.2.2.3. Implications de la subduction de la dorsale du Chili	
I.2.3. Évolution du bassin de Magellan liée à la subduction chilienne	
I.3. L'orocline patagonien	39
I.3.1. Concept et classification des oroclins	
I.3.2. Modèles d'évolution de l'orocline patagonien	
I.4. Objectifs et méthodologie	43
Chapitre II. La Patagonie depuis le Protérozoïque, synthèse bibliographique	45
Introduction	47
II.1. Formation de la bordure sud-ouest du Gondwana	47
II.1.1. La phase de convergence Pan-Gondwanienne - Protérozoïque supérieur	
II.1.2. Évolution Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur	
II.1.3. Orogenèse varisque - Paléozoïque supérieur	
II.1.4. Paléogéographie de la bordure sud-ouest du Gondwana	
II.1.5. Bilan	
II.2. Histoire de l'extension mésozoïque en Patagonie	57
II.2.1. Dislocation de la bordure sud-ouest du Gondwana au Mésozoïque	
II.2.2. Développement du bassin marginal Rocas Verdes	
II.2.3. Ouverture de l'océan Atlantique Sud	
II.2.4. Bilan	
II.3. Histoire de la compression méso-cénozoïque dans les Andes australes - Évolution du bassin de Magellan	69
II.3.1. Fermeture du bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes	
II.3.2. Soulèvement de la cordillère	
II.3.3. Implications sur la dynamique du bassin de Magellan	
II.3.4. Composante décrochante senestre le long de la Cordillère Darwin	
II.3.5. Ouverture du Passage de Drake	
II.3.6. Bilan	

II.4. Stratigraphie du bassin de Magellan 81

II.4.1. Subsidence

II.4.2. Séquence stratigraphique du bassin de Magellan

II.4.2.1. *Formation Tobífera (Jurassique)*

II.4.2.2. *Formation Springhill (limite Jurassique - Crétacé)*

II.4.2.3. *Sédimentation crétacée*

II.4.2.4. *Sédimentation cénozoïque*

II.4.2.5. *Séries basaltiques cénozoïques à actuelles*

**Chapitre III. Analyse structurale et cinématique du bassin de
Magellan et des Andes australes 91**

Introduction 93

**III.1. Étude structurale basée sur la topographie numérique
et l'imagerie satellitaire 93**

III.1.1. Données

III.1.2. Structures régionales majeures

III.1.3. Structures compressives de l'avant-pays

III.1.4. Structures extensives de l'avant-pays

III.1.5. Bilan

III.2. Analyse des populations de failles 98

III.2.1. Échantillonnage

III.2.2. Méthode d'analyse

III.2.3. Âge de la déformation

III.2.4. Type de déformation et orientations des axes principaux

III.2.5. Bilan

III.3. Paléomagnétisme 105

III.3.1. Intérêts de l'étude

III.3.2. Échantillonnage

III.3.3. Propriétés magnétiques

III.3.4. Anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible

III.3.4.1. *Méthode d'analyse*

III.3.4.2. *Résultats de l'anisotropie de susceptibilité magnétique*

III.3.4.3. *Origine de la linéation magnétique*

III.3.4.4. *Relations entre ASM et champ de déformation régional*

III.3.5. Bilan

III.4. Modélisation analogique 117

III.4.1. Objectifs

III.4.2. Contexte expérimental, dimensionnement et résultats

III.4.3. Bilan

**Annexe-III.1. Publication : Le détroit de Magellan : élément d'un système
de rifts néogènes 119**

A-III.1.1. Résumé

A-III.1.2. Article : *Magellan Strait: part of a Neogene rift system.*

M. Diraison, P.R. Cobbold, D. Gapais and E.A. Rossello
(1997) *Geology*, 25: 703-706.

Annexe-III.2. Publication : Tectonique tertiaire de l'extrémité sud de la Patagonie : données de terrain et modélisation analogique	133
A-III.2.1. Résumé	
A-III.2.2. Article : <i>Tertiary tectonics of southern Patagonia: field data and analogue modelling.</i> M. Diraison, P.R. Cobbold, D. Gapais, E.A. Rossello and C. Le Corre Tectonophysics (soumis en Octobre 1997)	
Chapitre IV. Analyse de transect en Terre de Feu argentine et dans la Province de Santa Cruz	171
Introduction	173
IV.1. Terre de Feu argentine	173
IV.1.1. Publication : Tectonique néogène dans le bassin de Magellan (Patagonie)	
IV.1.1.1. <i>Introduction</i>	
IV.1.1.2. <i>Résumé</i>	
IV.1.1.3. Article : <i>Neogene tectonics within the Magellan basin (Patagonia).</i> M. Diraison, P.R. Cobbold, D. Gapais, E.A. Rossello and A. Gutiérrez Pleimling (1997) <i>Memorias del VI Simposio Bolivariano (Exploración petrolera en las cuencas subandinas)</i> , Cartagena de Indias, Colombia, Tomo I: 1-14.	
IV.1.2. Compléments	
IV.1.2.1. <i>Structures dans la ceinture d'avant-pays plissée</i>	
IV.1.2.2. <i>Interprétation et implications</i>	
IV.2. Province de Santa Cruz	199
Publication : Structure et cinématique d'un segment de la ceinture d'avant-pays plissée, au niveau du lac Viedma, Andes patagoniennes (49°30'S)	
<i>Introduction</i>	
<i>Résumé</i>	
Article : <i>Structure and kinematic of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S)</i> I. Coutand, M. Diraison, P.R. Cobbold, D. Gapais, E.A. Rossello and M. Miller <i>Journal of South American Earth Sciences</i> (en préparation)	
Chapitre V. Synthèse des résultats, discussion	227
V.1. Structures et cinématique du bassin de Magellan et des Andes australes ..	229
V.1.1. Déformation et dynamique du bassin de Magellan	
<i>Âge de la déformation compressive et propagation du front andin</i>	
<i>Structures extensives</i>	
<i>Transition entre chevauchements et rifts dans l'avant-pays</i>	
V.1.2. Déformation dans la cordillère des Andes australes	
<i>Structures compressives</i>	
<i>Composantes décrochantes le long de la cordillère</i>	
V.1.3. Cinématique à la limite entre socle et bassin	
V.2. Modélisation analogique d'un orocline simple	237
V.3. Contexte géodynamique de la bordure australe de l'Amérique du Sud depuis le Mésozoïque	241
Conclusions générales	245

Annexes	251
Annexe 1. Publication	253
Transpression néogène dextre due à la convergence oblique dans le nord-ouest des Andes patagoniennes, Argentine	
A-1.1. Résumé	
A-1.2. Article : Neogene right-lateral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia. M. Diraison, P.R. Cobbold, , E.A. Rossello and A.J. Amos Journal of South American Earth Sciences (soumis en Septembre 1997)	
Annexe 2. Populations de failles et résultats de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits	279
A-2.1. Introduction	
A-2.2. Populations de failles	
A-2.3. Résultats graphiques de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits	
A-2.4. Tableau de résultats	
Annexe 3. Résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible	301
A-3.1. Introduction	
A-3.2. Tableau de résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique	
A-3.3. Représentations graphiques des tenseurs moyens d'anisotropie par site	
Références bibliographiques	315
Planches hors-texte	333

Introduction

La cordillère des Andes est, après l'Himalaya, la plus haute chaîne de montagnes du globe. Le développement de cette chaîne en contexte de marge active résulte principalement de la subduction de plaques océaniques sous la bordure occidentale du continent Amérique du Sud.

Depuis de nombreuses années, les implications de ce contexte de subduction sur la topographie, le style tectonique, la sismicité et le volcanisme ont été abondamment étudiées dans les Andes et plus particulièrement dans les Andes centrales. Ces études ont conduit à une subdivision de la cordillère des Andes en trois segments présentant des caractéristiques spécifiques (Fig. I.1); celles-ci dépendent essentiellement de variations de la géométrie du plan de subduction et de l'angle entre direction de convergence relative et limite de plaques. Au sein de chacun de ces segments, il est maintenant admis que la déformation de la bordure occidentale de la plaque sud-américaine est accommodée par raccourcissement horizontal et par décrochements et rotations de blocs, le domaine le plus épaissi et raccourci se situant dans le segment central.

Aux deux extrémités du continent, le système andin est limité par des zones de décrochement majeures le long des plaques Caraïbes au Nord et Scotia au Sud (Figs. I.1 et I.2). La transition entre subduction et décrochement, dans ces deux régions, entraîne un *effet de coin* dont l'influence sur la déformation de la plaque sud-américaine reste mal connue. Le contexte cinématique actuel est complexe, tant dans les Andes septentrionales où sont impliqués le domaine Caraïbes, la plaque Cocos et l'isthme de Panama, que dans les Andes australes, qui résultent des interactions entre les plaques Amérique du Sud, Nazca, Antarctique et Scotia.

Dans les Andes australes, une composante décrochante senestre affecte la bordure méridionale du continent au moins depuis le Crétacé supérieur (Fig. I.2). La transition entre subduction et décrochement est marquée par le développement de l'orocline patagonien, dont l'arcature actuelle a été acquise de manière contemporaine de la déformation andine depuis le Crétacé supérieur (Fig. I.1). D'autre part, au front de l'orocline patagonien, un grand bassin d'avant-pays s'est également développé depuis le Crétacé supérieur : le bassin de Magellan.

Si l'histoire de l'orocline patagonien est relativement bien contrainte, certains problèmes restent posés quant aux relations entre son évolution et celle du bassin de Magellan : Quelle part de la déformation est accommodée respectivement par de l'épaississement et par du décrochement dans la chaîne et dans le bassin ?

Le développement de l'orocline affecte-t-il l'évolution du bassin d'avant-pays de manière similaire le long des différentes portions de l'arc ?

L'extrémité sud-est du bassin de Magellan est-elle affectée par des rotations de blocs et dans quelles proportions ?

De plus, depuis 14 Ma, la complexité du contexte cinématique de cette région s'est accrue à cause de la subduction progressive de la dorsale du Chili sous le continent sud-américain (Fig. I.2). Le point triple entre les plaques Amérique du Sud, Nazca et Antarctique a en effet migré depuis la Terre de Feu jusqu'à son emplacement actuel à 46°30'S. Cette subduction de la dorsale entraîne une différence importante des vitesses de convergence relative entre les plaques océaniques et la plaque continentale de part et d'autre du point triple (≈ 10 cm/an au Nord contre 2 cm/an au Sud). Les implications d'une telle différence de vitesses de convergence sur le champ de déformation à l'échelle de la Patagonie restent un problème en suspens.

Dans ce travail, nous avons analysé le champ de déformation et la cinématique du bassin de Magellan et de l'orocline patagonien à partir de l'interprétation d'images satellitaires, de la topographie numérique, de profils sismiques, d'une analyse de populations de failles, et d'une étude paléomagnétique. Ce travail, réalisé principalement dans le bassin de Magellan et plus particulièrement à la limite cordillère/bassin, a permis d'apporter quelques réponses aux différents problèmes évoqués précédemment.

Les résultats de ces différentes études ont été comparés au champ de déformation obtenu par modélisation analogique d'un orocline simple. Cette comparaison nous a permis de discuter les rôles respectifs des conditions aux limites (*effet de coin*) et de la subduction de la dorsale du Chili sur le champ de déformation de la région. D'autre part, à plus grande échelle, cette étude peut apporter de nouvelles perspectives concernant les reconstructions paléogéographiques du Gondwana dans le secteur toujours très controversé de sa bordure sud-ouest.

Le chapitre I présente brièvement, outre le contexte tectonique général des Andes australes, les deux processus majeurs qui en contrôlent l'évolution structurale au Cénozoïque : la subduction le long de la bordure occidentale du continent et le développement de l'orocline patagonien. Le chapitre II est consacré à une synthèse des études antérieures concernant l'évolution de la Patagonie depuis le Protérozoïque, sont abordées les diverses phases compressives et extensives ayant affecté la plaque Amérique du Sud et plus particulièrement celles relatives à l'évolution de son extrémité méridionale depuis le Mésozoïque. Le chapitre III présente, essentiellement à l'aide de deux publications placées en annexe de chapitre, une analyse du champ de déformation et une étude de la cinématique cénozoïque à l'échelle régionale. Le chapitre IV propose deux études plus locales, réalisées respectivement au SE et au NO du bassin de Magellan, en Terre de Feu argentine et dans la province de Santa Cruz. Ces analyses locales,

structurale et cinématique, sont également présentées sous forme de publications. Le chapitre V dresse une synthèse des principaux résultats et propose une interprétation de l'évolution cénozoïque du bassin de Magellan et des Andes australes.

En annexe 1 est consignée une publication consacrée à l'analyse structurale et cinématique le long des Andes patagoniennes entre 40° et 42°S. L'ensemble des données et des résultats obtenus, concernant les populations de failles et le paléomagnétisme, sont insérés en annexes 2 et 3.

Une carte géologique régionale synthétique au Sud de 46°S ainsi qu'une carte structurale du même secteur figurent sous la forme de planches hors-texte.

Au cours des trois années passées à la réalisation de ce travail, 7 mois ont été consacrés à des missions de terrain. Les deux premières années, deux missions de trois mois ont ainsi permis de collecter la plupart des données cinématiques, une partie du temps ayant été également consacrée à l'interprétation de données de subsurface (sismique réflexion pétrolière) à Buenos Aires. La troisième année, une mission d'un mois a permis de réaliser un échantillonnage en vue d'une étude paléomagnétique.

Chapitre I

**Le bassin de Magellan et les Andes australes,
problématique et objectifs**

I.1. Présentation générale de la région d'étude

I.1.1. Contexte tectonique général

La cordillère des Andes s'étend sur plus de 8000 km le long de la bordure occidentale du continent Sud-américain depuis le Venezuela, au Nord, jusqu'à la Terre de Feu, au Sud (Fig. I.1). Elle constitue un exemple unique de chaîne de marge active, qui résulte de la subduction de plaques océaniques à l'aplomb de cette bordure depuis au moins 200 Ma (Forsythe, 1982). Les Andes sont classiquement subdivisées en trois domaines principaux (Fig. I.1). Les Andes septentrionales qui s'étendent de 12°N à 10°S, sont bordées, du Nord au Sud, par la plaque des Caraïbes, l'isthme de Panama, la plaque Cocos et la plaque Nazca. Les Andes centrales, situées entre 10°S et 35°S et incluant l'orocline bolivien, constituent le domaine le plus élevé et épaissi de la cordillère qui se développe à l'aplomb de la subduction de la plaque Nazca. Les Andes australes, qui s'étendent de 35°S à 55°S, résultent de la subduction des plaques Nazca et Antarctique et d'un contexte cinématique complexe impliquant également la péninsule Antarctique et la plaque de Scotia.

Gephart (1994) a souligné la quasi parfaite symétrie des Andes centrales autour d'un axe orienté parallèlement à la direction de convergence relative entre les plaques Amérique du Sud et Nazca (075°E) et passant par le centre de l'orocline bolivien au niveau du coude d'Arica à 18°S (Fig. I.1). Cette symétrie de miroir remarquable s'observe tant au niveau de la topographie des Andes centrales qu'au niveau de la sismicité (Barazangi & Isacks, 1976), du volcanisme (Walker *et al.*, 1991) ou du flux mantellique (Russo & Silver, 1994, 1996). Elle est principalement liée à des variations latérales de l'inclinaison du plan de subduction de la plaque Nazca dans les Andes centrales (Barazangi & Isacks, 1976; Allmendinger *et al.*, 1983; Gephart, 1994; James & Snoke, 1994).

En première approximation, cette symétrie peut être extrapolée à l'ensemble de la cordillère des Andes (Fig. I.2). L'âge de la croûte océanique de la plaque Nazca subductée le long de la fosse péruvo-chilienne est symétrique de part et d'autre du coude d'Arica (Fig. I.2). De plus, les caractéristiques des Andes septentrionales et australes sont relativement symétriques, de part et d'autre de l'orocline bolivien. Les altitudes moyennes et la largeur de la chaîne se réduisent considérablement en s'éloignant de l'orocline (Fig. I.1). L'arcature de la cordillère devient convexe vers l'océan tant dans les Andes septentrionales au niveau de la déflexion de Guayaquil que dans les Andes australes au niveau de l'orocline patagonien (Fig. I.2). D'autre part, la plaque Sud-américaine est limitée au Nord et au Sud par des zones de décrochement majeures respectivement dextre et senestre, le long des plaques Caraïbes et Scotia (Fig. I.2). Ces plaques limitrophes sont également toutes les deux bordées sur leur marge orientale par

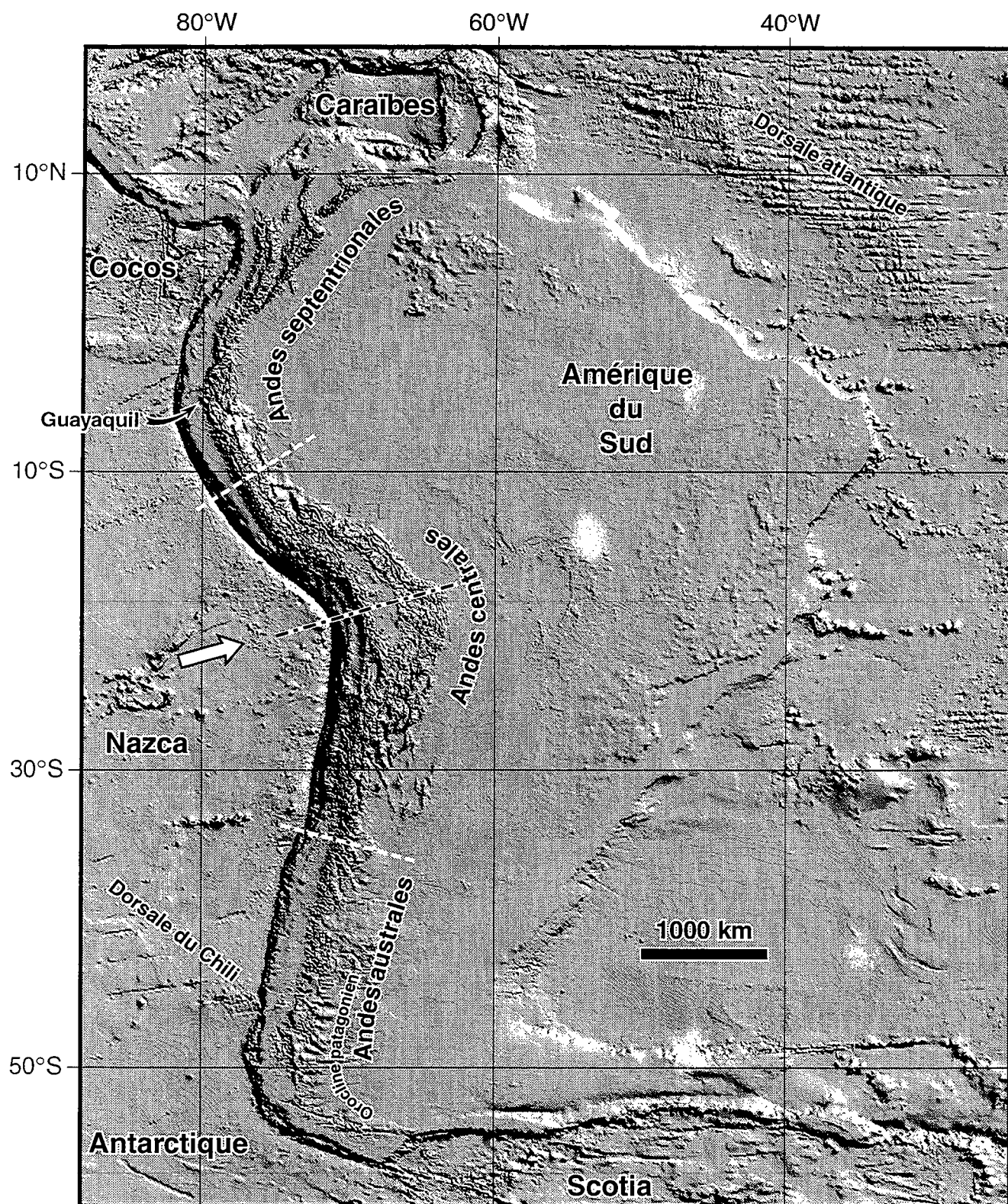


Figure I.1. Topographie de l'Amérique du Sud et des plaques océaniques adjacentes (d'après les données numériques du Geophysical Exploration Technology - University of Leeds Innovations). Un pixel représente 3' x 3' soit environ 5,5 x 5,5 km. Les lignes discontinues blanches marquent les limites des trois principaux domaines de la cordillère des Andes. La direction de convergence de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud est indiquée par la flèche blanche. L'axe de symétrie du coude d'Arica est indiqué par la ligne discontinue noire.

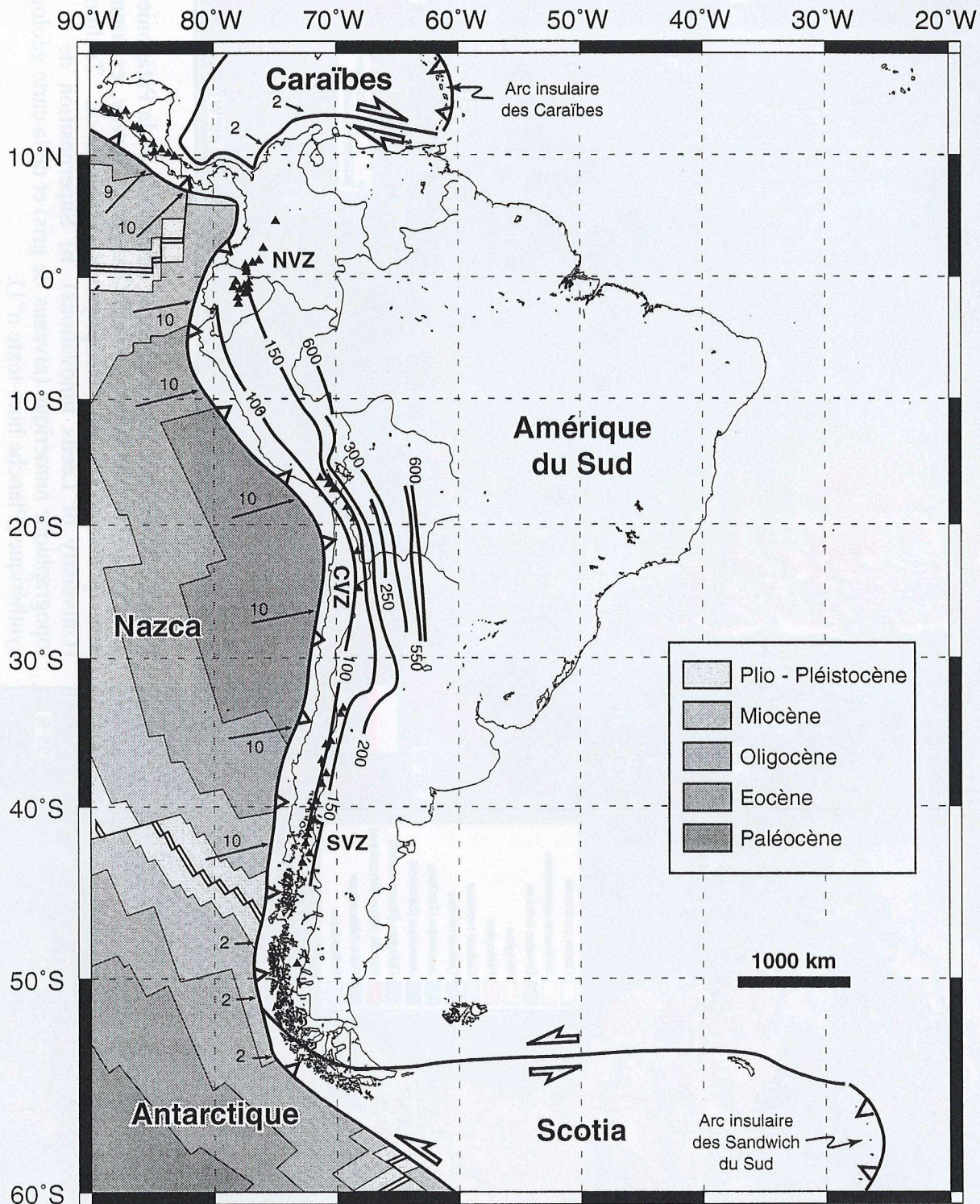


Figure I.2. Carte des conditions aux limites de la plaque Amérique du Sud. Les zones de subduction sont représentées par les triangles blancs. Les flèches noires représentent les vecteurs des mouvements relatifs des plaques océaniques adjacentes, les chiffres correspondent aux taux actuels de convergence relative par rapport à l'Amérique du Sud en cm/an (d'après de Mets *et al.*, 1990). Les niveaux de gris indiquent l'âge des plaques océaniques subductées le long de la bordure occidentale du continent (d'après Ziegel *et al.*, 1981; Barker, 1982). Les triangles noirs localisent les principaux volcans actuels (d'après Walker *et al.*, 1991). Les abréviations correspondent aux principales provinces volcaniques : la zone volcanique nord (NVZ), la zone volcanique centrale (CVZ), et la zone volcanique sud (SVZ).

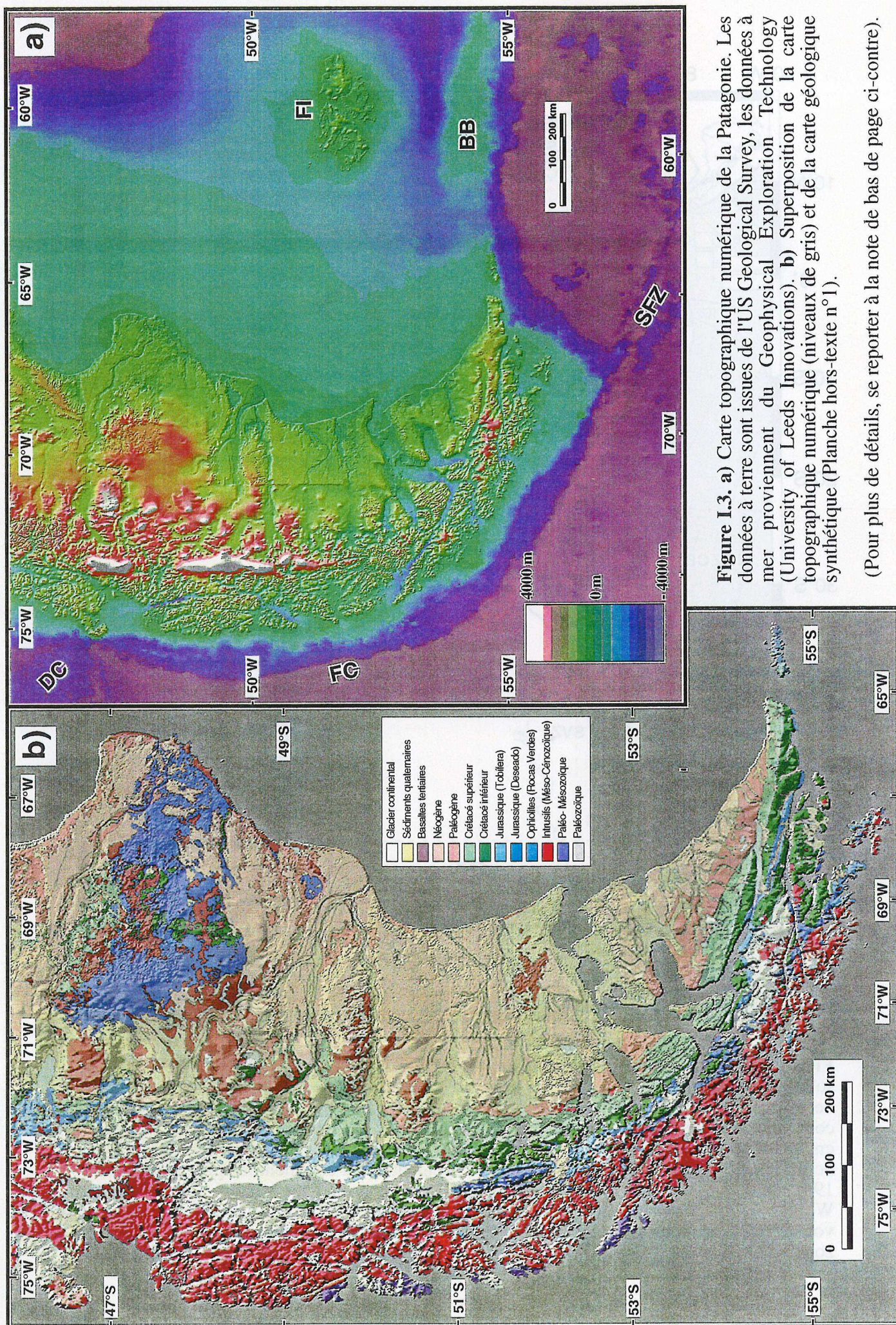


Figure I.3. a) Carte topographique numérique de la Patagonie. Les données à terre sont issues de l'US Geological Survey, les données à mer proviennent du Geophysical Exploration Technology (University of Leeds Innovations). b) Superposition de la carte topographique numérique (niveaux de gris) et de la carte géologique synthétique (Planche hors-texte n°1).

(Pour plus de détails, se reporter à la note de bas de page ci-contre).

des zones de subduction à l'aplomb desquelles se développent les arcs insulaires des Caraïbes et des Sandwich du Sud (Fig. I.2). Cette symétrie relative à l'échelle continentale est néanmoins perturbée, au Nord, par le contexte cinématique complexe qui implique l'isthme de Panama et la dorsale océanique Cocos, et au Sud, par la subduction de la dorsale océanique du Chili (Fig. I.2).

I.1.2. Morphologie des Andes australes

Une zonation morphologique et structurale Ouest-Est, depuis la fosse océanique jusqu'à la plate-forme continentale, se retrouve du Nord au Sud dans les Andes australes. On distingue ainsi la fosse, la zone avant-arc, la cordillère principale et la zone arrière-arc. Les unités morphostructurales sont parallèles à la limite des plaques le long de la zone de subduction. Les altitudes moyennes de la cordillère principale sont relativement constantes du Nord au Sud, aux alentours de 2000 m. Seuls quelques sommets, correspondant à des volcans quaternaires ou à des intrusifs néogènes, dépassent 3000 m. La cordillère principale constitue généralement la limite de partage des eaux entre les domaines Pacifique et Atlantique.

Une différence de morphologie est néanmoins observable de part et d'autre du point triple du Chili entre les plaques Amérique du Sud, Nazca, et Antarctique, situé à 46°30'S et où se produit actuellement la subduction de la dorsale océanique du Chili (Figs. I.1 et I.2). De 35°S à 46°30'S, quatre grandes unités peuvent être distinguées (Cingolani *et al.*, 1991; Fig. 1, Annexe 1) : (1) la chaîne côtière, (2) la vallée centrale limitée localement par des failles normales, (3) la cordillère principale qui comprend l'arc magmatique actuel, et (4) le domaine sub-andin où se développent les bassins d'avant-pays de Néuquen et de Ñirihuau (cf. Annexe 1). Au Sud du point triple du Chili, de 46°30'S à

Figure I.3. (Complément de légende) **a)** La résolution des données à terre est de 30" soit environ 1 km tandis qu'elle est de 3' soit environ 5,5 km pour les données à mer. Les fichiers de base ont été ré-échantillonnés afin d'obtenir cette carte topographique numérique dans un système de projection de type Lambert conique conforme. Les couleurs violettes soulignent la limite du plateau continental, les dorsales océaniques ainsi que les structures majeures affectant la croûte océanique. Elles permettent ainsi de distinguer entre autres : la fosse du Chili (FC) le long de la bordure occidentale de l'Amérique du Sud, une partie de la dorsale du Chili (DC), la zone de fracture de Shackleton (SFZ) qui limite les plaques Antarctique et Scotia. Le banc de Burdwood (BB) au Sud des îles Malouines (FI, Falkland Islands) apparaît aussi très nettement. **b)** Afin de simplifier la lecture de cette superposition, les données topographiques en mer ont été supprimées. Un ombrage artificiel provenant du NE a été utilisé afin de mettre en évidence la topographie. Les couleurs du fond géologique sont identiques à celles de la Planche hors-texte n°1. La structure N-S à environ 71°O est un artefact.

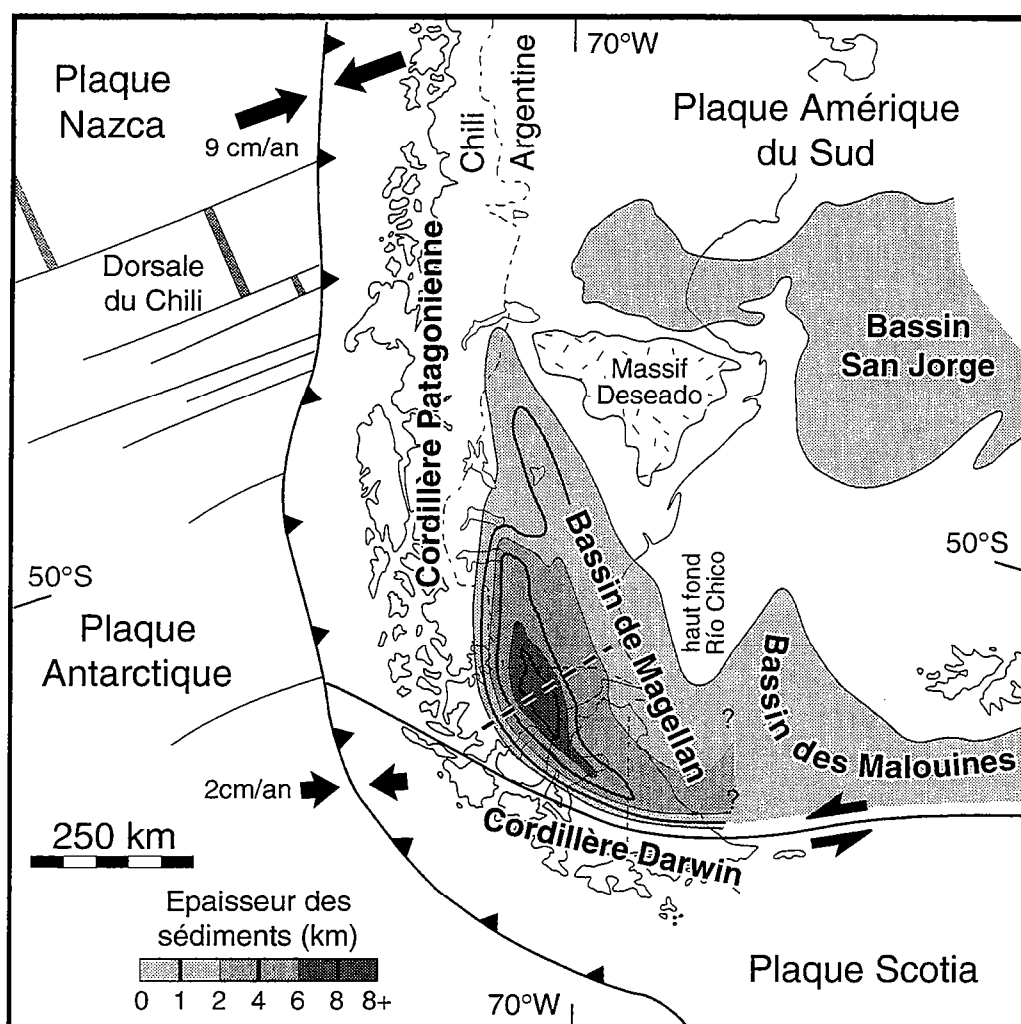


Figure I.4. Contexte tectonique de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud (modifié d'après Diraison *et al.*, 1997). Les flèches noires indiquent les déplacements relatifs des plaques d'après le modèle NUVEL-1 (Gripp & Gordon, 1990). Les grisés localisent les bassins sédimentaires. Pour le bassin de Magellan, les niveaux de gris montrent l'épaisseur du remplissage sédimentaire (d'après Ramos, 1989). L'axe de symétrie du bassin est représenté par le trait discontinu.

56°S, la chaîne côtière et la vallée centrale se confondent en un archipel côtier constitué de milliers d'îles (Fig. I.3a). La nature des unités formant la zone côtière est également différente de part et d'autre du point triple du Chili. Au Nord de 46°30'S, le prisme côtier est principalement formé par des séries paléozoïques et par des intrusifs mésozoïques à cénozoïques. Au Sud, les séries paléozoïques sont quasiment inexistantes (Fig. I.3b et Planche hors-texte n°1).

Associée à cette différence de morphologie corrélable à la subduction de la dorsale océanique du Chili (Cande & Leslie, 1986), une réduction de l'activité volcanique dans la cordillère principale et de la sismicité apparaît au Sud de 46°30'S (Fig. I.2; Delong *et al.*, 1979; Cande & Leslie, 1986; Forsythe & Prior, 1992; Ramos & Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997).

A partir d'environ 50°S, l'orientation des Andes australes passe d'une direction sub-méridienne à une direction sub-latitudinale. Dans ce secteur, le domaine sub-andin est formé d'un unique bassin d'avant-pays : le bassin de Magellan (Fig. I.4 et Planche hors-texte n°1).

I.1.3. Le bassin de Magellan

Le bassin de Magellan est situé au coeur de l'arc formé par les Andes australes au Sud de 47°S (Fig. I.4). Il est limité à l'Ouest par la Cordillère patagonienne orientée N-S, au Sud par la Cordillère Darwin orientée E-O, au Nord-Est par le Massif Deseado qui constitue l'extrémité sud du Craton Patagonien (Fig. I.1), et à l'Est par le haut-fond Río Chico qui forme la terminaison sud du Massif Deseado (Fig. I.4). L'extrémité sud-est du bassin de Magellan est connectée depuis le Crétacé avec le bassin des Malouines (Biddle *et al.*, 1986; Galeazzi, 1994). La bordure sud de ces deux bassins correspond à la limite entre les plaques Amérique du Sud et Scotia.

Depuis le Crétacé supérieur, le bassin de Magellan se développe dans un contexte de bassin d'avant-pays au front des Andes australes (Fig. I.4). Sa superficie actuelle est d'environ 200 000 km² et son remplissage sédimentaire, qui débute au Crétacé inférieur, atteint plus de 8000 m dans le dépôcentré situé au centre du bassin (Fig. I.4; Biddle *et al.*, 1986; Ramos, 1989). La répartition à l'affleurement des différentes unités sédimentaires qui constituent le bassin suit la forme concave de la cordillère et leur âge décroît progressivement vers le NE (Planche hors-texte n°1). En carte, la géométrie du bassin et la répartition des sédiments qui le remplissent présentent une assez bonne symétrie de miroir par rapport à un axe orienté SO-NE (Fig. I.4 et Planche hors-texte n°1). Dans la suite, nous parlerons d'une "zone axiale", située de part et d'autre de l'axe de symétrie du bassin.

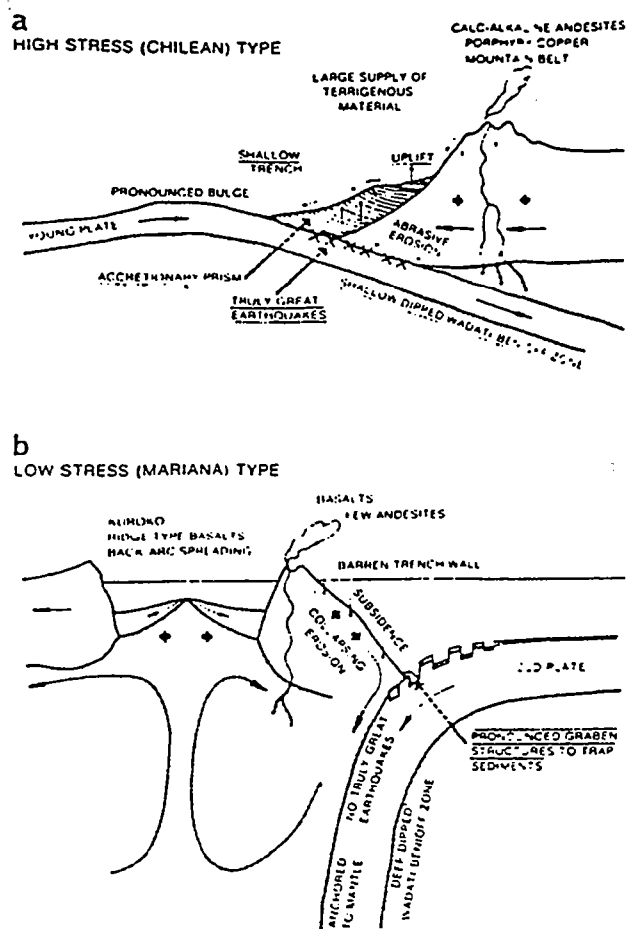


Figure I.5. Représentation des deux types opposés de subduction, type Mariannes et type Chili, en fonction du degré de couplage mécanique entre les plaques continentale et océanique définis par Uyeda et Kanamori (1979).
a. Cas du Chili avec un angle de plongement modéré d'une plaque océanique jeune, une fosse peu profonde et un état de contrainte compressif de la plaque chevauchante.
b. Cas des Mariannes avec un angle de plongement important d'une plaque ancienne, une fosse profonde et une ouverture de bassin arrière-arc (d'après Uyeda, 1987).

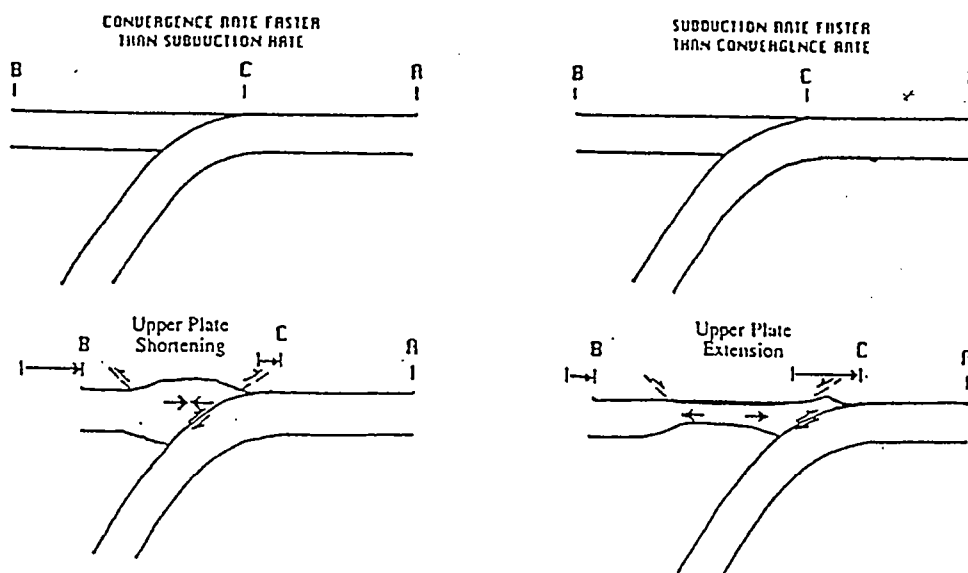


Figure I.6. Représentation schématique des relations entre le rapport des taux de convergence relative (AB) et de subduction (AC) et la déformation de la plaque continentale (d'après Royden, 1993).

I.1.4. Problématique

Au premier ordre, le développement des chaînes de marges actives telles que les Andes est contrôlé par la convergence relative entre plaque océanique et plaque continentale. Cette convergence est accommodée par subduction de la plaque océanique et par déformation de la plaque continentale. Cependant, aux deux extrémités de la plaque sud-américaine, les conditions aux limites impliquent le passage progressif de zones de subduction, le long des marges sub-longitudinales, à des zones de décrochement, le long des marges sub-latitudinales (Fig. I.1).

A l'extrémité sud du continent, le bassin de Magellan constitue un objet particulièrement intéressant afin d'étudier une telle transition entre subduction et décrochement. En effet, la formation et l'évolution du bassin d'avant pays au front des Andes australes résultent d'une part des contraintes compressives horizontales transmises à la plaque continentale par le processus de subduction (§ I.2.1) et d'autre part du développement de l'orocline patagonien dont la présence est due à la transition entre subduction et décrochement (§ I.3). L'ensemble du bassin de Magellan peut donc être considéré comme un "marqueur de la déformation" dont l'étude permettra de mieux comprendre la cinématique associée à la transition subduction / décrochement. L'influence de la subduction de la dorsale du Chili qui se produit à partir de 14 Ma sera également abordée (§ I.2.2.3).

I.2. Zones de subduction et déformation continentale

I.2.1. Régime de contraintes lié au processus de subduction

La subduction constitue le mécanisme majeur de disparition de la lithosphère océanique à l'aplomb des marges continentales. Le style tectonique et le régime des contraintes varient fortement en fonction du couplage mécanique entre les plaques océanique et continentale (Forsyth & Uyeda, 1975; Uyeda & Kanamori, 1979; Uyeda, 1987; Whittaker *et al.*, 1992; Shemenda, 1992, 1993). La géométrie de la plaque plongeante qui constitue le facteur principal contrôlant ce couplage mécanique, a permis de définir deux types de subduction, le type Chili et le type Mariannes, qui sont diamétralement opposés (Fig. I.5; Uyeda & Kanamori, 1979). L'angle de plongement de la plaque subductée dépend principalement de sa densité et donc de son âge, mais également de la vitesse de convergence relative entre les plaques.

Figure 3. Schematic of proposed relation between opening and closing of ocean basins (Wilson cycle) and cordillera and marginal basin formation. Top: Pre-breakup subduction at active convergent margin; slab rollback of closing ocean basin to left (not shown) opens marginal basin. Rollback velocity of slab (V_r) is greater than trenchward velocity of continent (V_c) and hence $\Delta v = V_c - V_r < 0$. Bottom: Spreading begins, driven by active mantle upwelling. Westward velocity of continent now greater than rollback of slab ($\Delta v > 0$), marginal basin closes, and cordillera forms as slab and subslab mantle collide with continent.

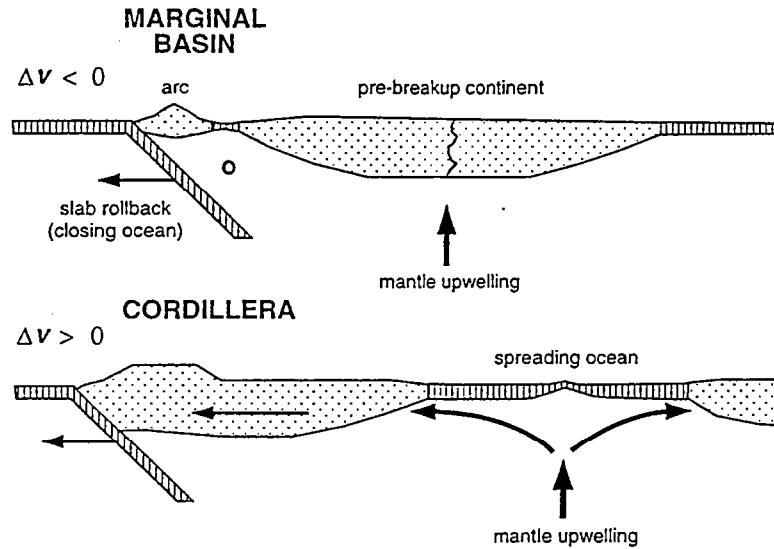


Figure I.7. Représentation schématique des relations entre ouverture et fermeture des domaines océaniques et la déformation de la plaque continentale (d'après Russo & Silver, 1996).

Dans le cas de la subduction de type Chili, la plaque plongeante, relativement jeune (Éocène à actuelle, Fig. I.2), est légère et subducte avec une inclinaison faible, de l'ordre de 30° . La plaque chevauchante est ainsi soumise à un régime de contraintes maximales compressives sub-horizontales qui donne lieu à un épaississement crustal important et au développement d'une chaîne de montagnes (Fig. I.5a). Par opposition, dans le cas de la subduction de type Mariannes, la plaque plongeante, âgée et dense, subducte avec une inclinaison importante, ce qui se traduit par le développement de bassins marginaux extensifs d'arrière-arc (Fig. I.5b).

Le rapport entre le taux de convergence des plaques et le *roll-back* de la plaque plongeante (déplacement de la charnière de la plaque subductée vers l'océan) joue un rôle important sur l'état des contraintes au niveau de la bordure continentale (Chase, 1978; Bott *et al.*, 1989; Royden, 1993). Lorsque le taux de convergence est supérieur à la vitesse de *roll-back*, la bordure continentale est soumise à un raccourcissement régional (Fig. I.6a). Par contre, lorsque la vitesse de *roll-back* est supérieure au taux de convergence, une extension arrière-arc se développe (Fig. I.6b). En première approximation, cette relation simple semble également être corrélable avec l'ouverture et le développement de nouvelles zones d'accrétion océanique au sein de la plaque chevauchante (Fig. I.7; Coney & Evenchick, 1994; Russo & Silver, 1996).

Dans le cas de la cordillère des Andes, le taux de convergence relative est actuellement assez élevé, de l'ordre de 10 cm/an (Chase, 1978; Minster & Jordan, 1978; de Mets *et al.*, 1990; Gripp & Gordon, 1990) et la fosse migre vers le continent (Ziegler *et al.*, 1981; Cande *et al.*, 1987). Les relations proposées en figure I.6a s'appliquent donc aux Andes. De plus, le début de l'orogénèse andine, daté à l'Albien-Cénomanién (100 Ma) (Winslow, 1982; Soler & Bonhomme, 1990; Coney & Evenchick, 1994), coïncide relativement bien avec l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Celle-ci s'initie en effet aux alentours de 120 Ma (Rabinowitz & Labrecque, 1979; Nürnberg & Müller, 1991), mais la séparation effective de l'Afrique et de l'Amérique du Sud et la phase d'expansion océanique maximale intervient à environ 100 Ma (Albien) (Dickson *et al.*, 1968; Rabinowitz & Labrecque, 1979; Lawver *et al.*, 1985; Nürnberg & Müller, 1991). L'ouverture de l'océan Atlantique Sud a donc pu avoir une influence sur l'initiation de l'orogénèse andine modèle tel que présenté en figure I.7.

Dans le cas des Andes, on constate que l'obliquité de la marge par rapport à la direction de convergence relative des plaques joue également un rôle prépondérant. En effet, dans les Andes centrales, la cordillère est la plus large et la plus épaissie au niveau où la marge est perpendiculaire à la direction de convergence (Dewey & Lamb, 1992). En cas d'obliquité entre la direction de convergence et la limite entre les plaques, la composante du vecteur convergence orthogonale à la marge est accommodée par du raccourcissement tandis que la composante parallèle à la marge se traduit par des

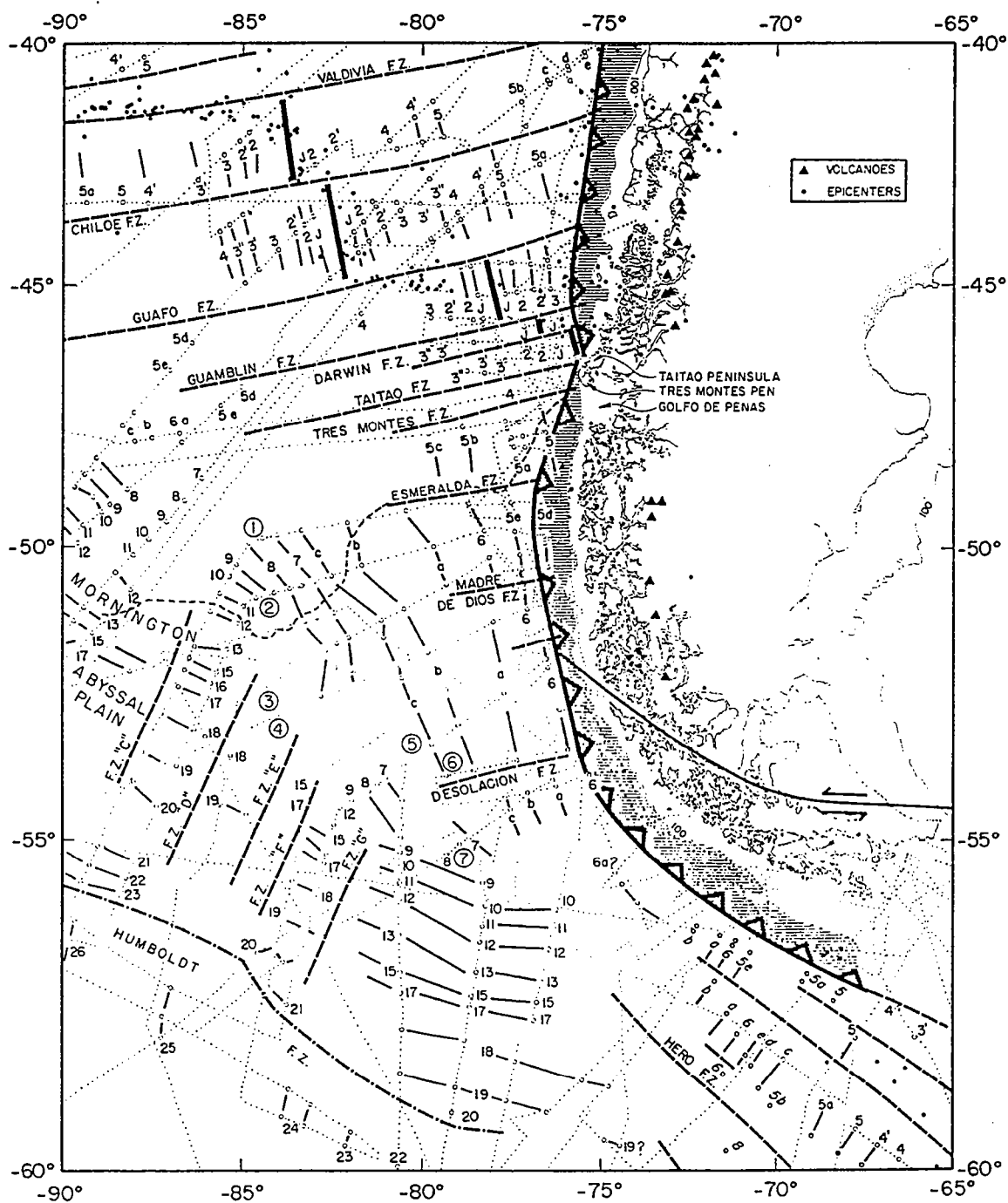


Figure I.8. Carte des anomalies magnétiques des plaques océaniques Antarctique et Nazca au Sud-Ouest de la marge active patagonienne (d'après Cande & Leslie, 1986; incluant les données de Weissel *et al.*, 1977; Herron *et al.*, 1981 et Cande *et al.*, 1982). Les triangles et les ronds noirs localisent respectivement les volcans et les épicentres des séismes récents.

décrochements et des rotations de blocs (Dewey & Lamb, 1992) conduisant ainsi à un partitionnement de la déformation (*e.g.* Annexe 1).

I.2.2. Subduction le long des Andes australes

I.2.2.1. Contexte général

La subduction sous le continent sud-américain de la dorsale active du Chili, qui sépare les plaques Nazca et Antarctique, constitue une des particularités du contexte géodynamique des Andes australes (Herron *et al.*, 1981; Cande & Leslie, 1986; Cande *et al.*, 1987). Le point triple entre ces trois plaques se situe actuellement à 46°30'S au niveau de la péninsule de Taitao (Fig. I.8). Compte tenu de l'histoire de la convergence relative entre les plaques, ce point triple a progressivement migré vers le Nord le long de la marge active du Chili, au cours des derniers 14 Ma, depuis la Terre de Feu au Sud jusqu'à sa position actuelle (Cande & Leslie, 1986; Cande *et al.*, 1987). La figure I.9 présente une reconstruction des positions relatives de la dorsale du Chili depuis 18 Ma, par rapport à l'Amérique du Sud considérée stable. La présence de failles transformantes le long de la dorsale du Chili implique trois périodes distinctes dans l'histoire de sa subduction. De 14 à 10 Ma, 700 km de dorsale peu segmentée sont subductés progressivement depuis la Terre de Feu jusqu'à la faille transformante Esmeralda (Fig. I.9). Aux environs de 6 Ma, se produit la subduction du segment compris entre les failles transformantes Esmeralda-Tres Montes, suivie vers 3 Ma par la subduction du dernier segment situé entre les failles transformantes Tres Montes-Taitao (Cande & Leslie, 1986).

I.2.2.2. Direction et taux de convergence entre les plaques Amérique du Sud, Nazca et Antarctique

Les modèles globaux des mouvements relatifs des plaques ou des mouvements absolus par rapport au référentiel des points chauds ((RM1 : Minster *et al.*, 1974; Chase, 1978); (RM2 : Minster & Jordan, 1978); (NUVEL-1 : Stein *et al.*, 1986; de Mets *et al.*, 1990; Gripp & Gordon, 1990)) ont permis de déterminer les vecteurs de convergence relative entre les plaques Amérique du Sud, Nazca et Antarctique. Au Nord du point triple du Chili, le long de la limite entre Nazca et Amérique du Sud, le vecteur de convergence moyen actuel a une direction $075^{\circ}\text{E} \pm 5^{\circ}$ et un taux de 9 ± 2 cm/an; tandis qu'au Sud, le long de la limite entre Antarctique et Amérique du Sud, le vecteur a une direction $090^{\circ}\text{E} \pm 5^{\circ}$ et un taux relativement faible de 2 ± 1 cm/an. Ces valeurs révèlent le fort contraste du taux de convergence relative entre les plaques de part et d'autre du point triple et la divergence des plaques océaniques en cours d'enfouissement.

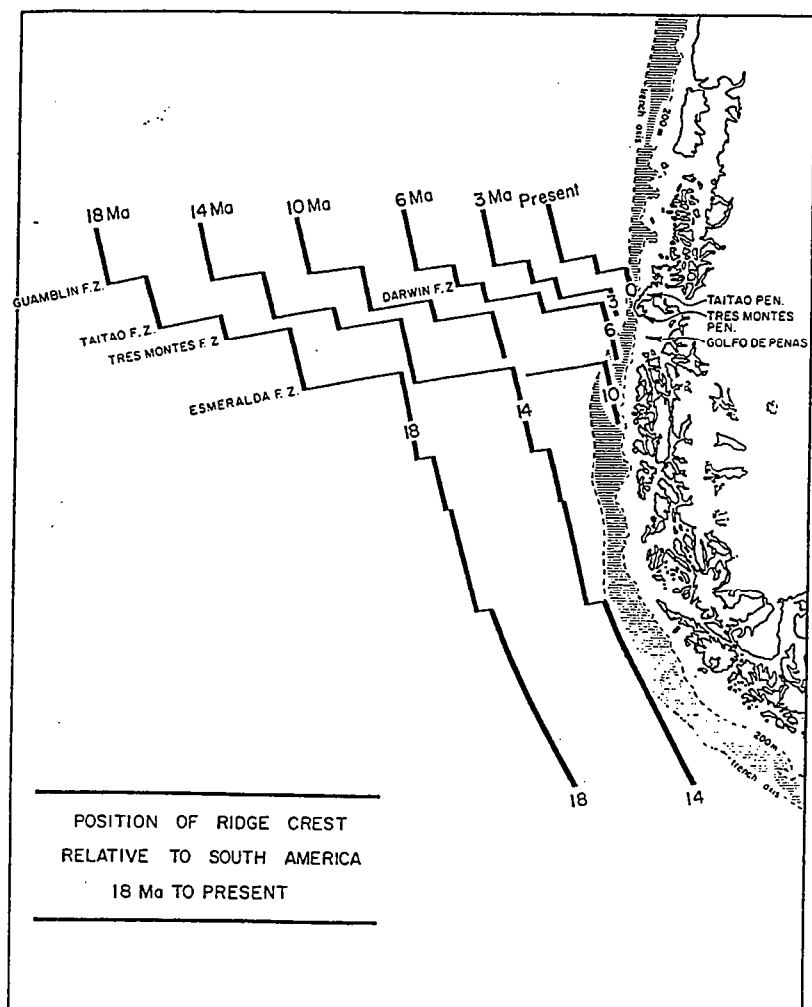


Figure I.9. Représentation schématique de la position de la dorsale océanique du Chili depuis 18 Ma par rapport à l'Amérique du Sud considérée stable (d'après Cande & Leslie, 1986).

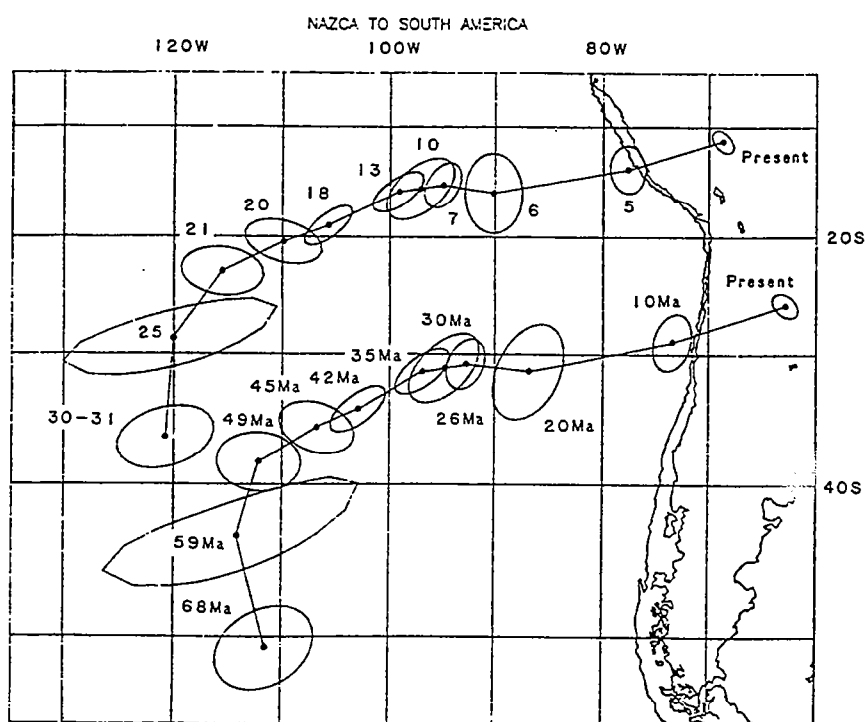


Figure I.10. Evolution de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud depuis le Maastrichtien (d'après Pardo-Casas & Molnar, 1987). La direction de convergence relative est relativement stable depuis 49 Ma.

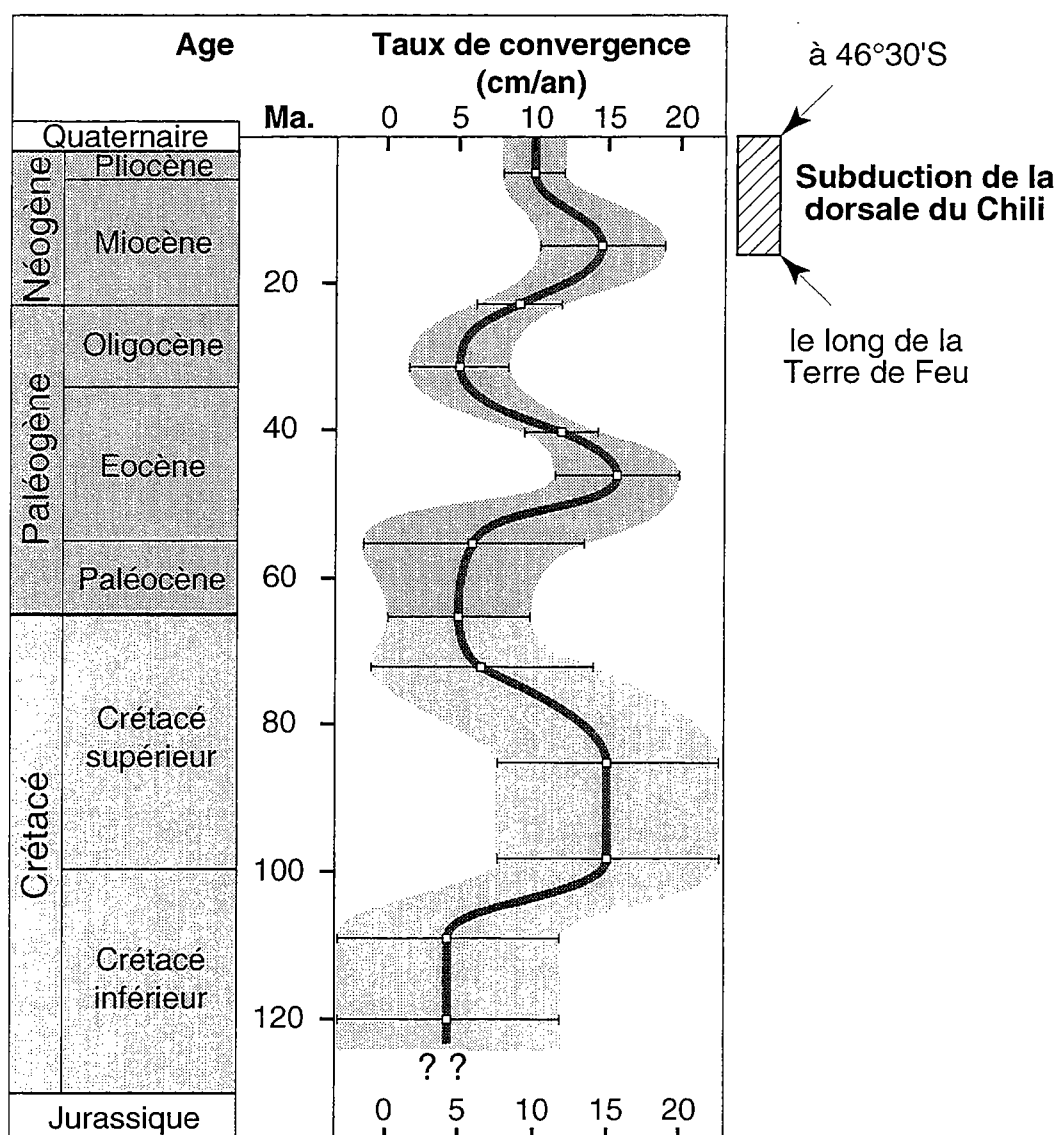


Figure I.11. Variations du taux moyen de convergence relative entre Nazca et Amérique du Sud depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'actuel (modifié d'après Urreiztieta, 1996; incluant les données de Pardo-Casas & Molnar, 1987 et Jaillard, 1993). Les barres d'erreurs et les grisés montrent l'augmentation des incertitudes sur les estimations pour les taux les plus anciens. La zone hachurée correspond à la période durant laquelle la dorsale du Chili est progressivement subductée sous le continent sud-américain au niveau des Andes australes.

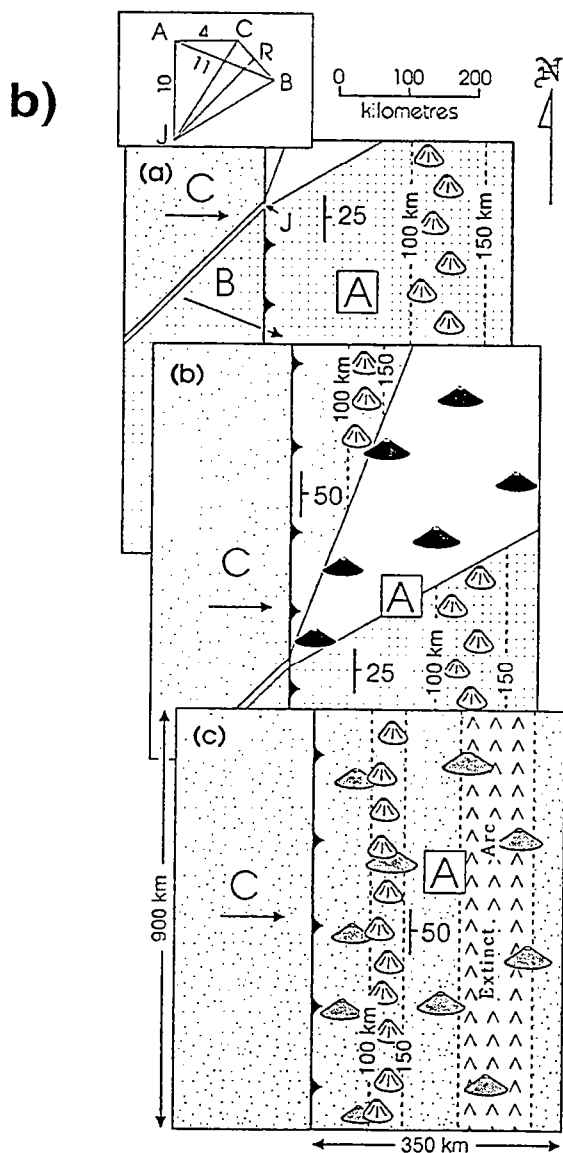
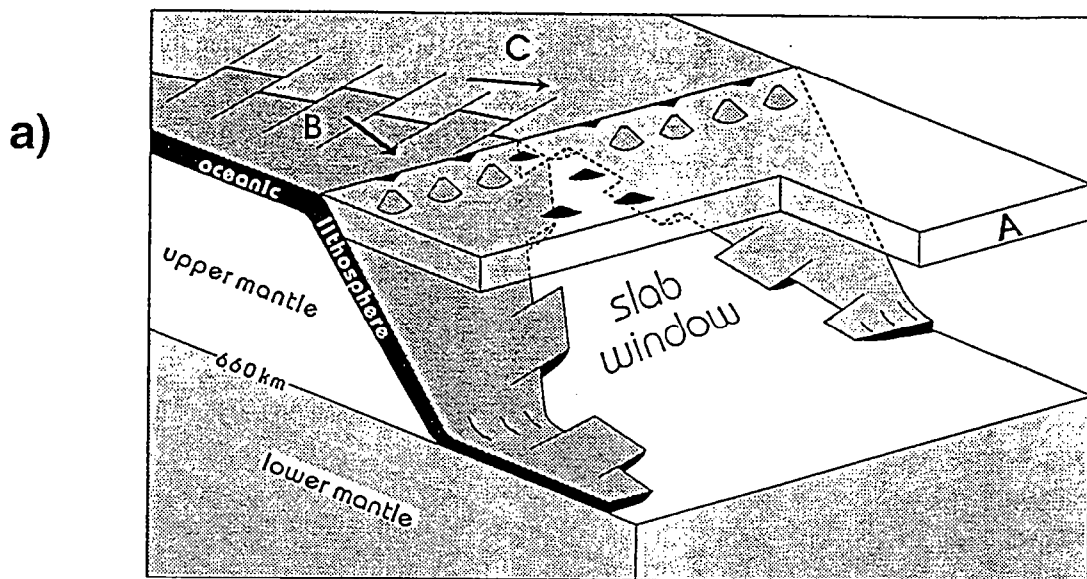


Figure 1.12. a. Représentation schématique de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique entre deux plaques océaniques à l'aplomb d'une zone de subduction. Les vecteurs de convergence relative des deux plaques océaniques (B et C) par rapport à la plaque continentale (A) sont divergents. L'ouverture se produit le long de la dorsale subductée, segmentée par des failles transformantes. Après subduction, les inclinaisons du plan de subduction des deux plaques varient en fonction des vitesses de convergence relative. Ce schéma est représentatif du contexte le long des Andes australes. **b.** Représentation des possibles effets magmatiques d'une telle subduction au sein de la plaque continentale chevauchante. Le domaine blanc localise la fenêtre asthénosphérique où se développe soit un volcanisme tholéïtique à alcalin (volcans noirs), soit une lacune de volcanisme comme dans le cas des Andes australes. Le changement d'inclinaison du plan de subduction entre les plaques B et C entraîne une migration de l'arc magmatique vers la fosse (volcans blancs). Noter que sur ce schéma, le sens de la migration du point triple, du Nord vers le Sud, est inversé par rapport au contexte des Andes australes. (d'après Thorkelson, 1996).

Avant l'initiation de la subduction de la dorsale du Chili, l'histoire de la convergence relative au niveau des Andes australes se résume à celle des plaques Nazca et Amérique du Sud. Le vecteur de convergence entre ces deux plaques a varié au cours du temps (Pilger, 1984; Wortel, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987). Depuis 49 Ma, la direction du vecteur convergence est relativement constante (Fig. I.10), mais la vitesse de convergence a considérablement fluctué (Fig. I.11). Trois phases de convergence relative rapide (10 à 20 cm/an) peuvent ainsi être distinguées. La première, d'âge Crétacé supérieur, coïncide avec les premiers mouvements compressifs andins, et correspond probablement à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (Coney & Evenchick, 1994; Russo & Silver, 1996). La deuxième, à l'Éocène, correspond à une augmentation du taux d'expansion au niveau des dorsales océaniques pacifiques (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Rosa & Molnar, 1987). La dernière, au Miocène, est attribuée à la fragmentation de la plaque Farallón en deux plaques indépendantes, Cocos et Nazca, aux alentours de 26 Ma (Wortel, 1984) et à la réorganisation cinématique des plaques. C'est au cours de cette dernière phase que s'initie la subduction de la dorsale du Chili au niveau de la Terre de Feu (Fig. I.11).

Le vecteur de convergence actuel entre les plaques Antarctique et Amérique du Sud est resté relativement constant depuis 14 Ma.

1.2.2.3. Implications de la subduction de la dorsale du Chili

Une des conséquences directes de la subduction de la dorsale du Chili est la diminution très importante de la sismicité au Sud du point triple du Chili (Figs. I.8; Cande & Leslie, 1986; de Mets *et al.*, 1990; Murdie *et al.*, 1993). Ce contraste peut être relié à la diminution du taux de convergence relative au Sud de ce point triple.

D'autre part, l'angle entre les directions de convergence relative des plaques océaniques Nazca et Antarctique par rapport à l'Amérique du Sud, lié à l'accrétion océanique le long de la dorsale du Chili, entraîne l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique à l'aplomb de la subduction de la dorsale (Fig. I.12a; Cande & Leslie, 1986; Forsythe & Nelson, 1985; Forsythe *et al.*, 1986; Thorkelson & Taylor, 1989; Thorkelson, 1996). Cette ouverture se traduit par une séparation des deux plaques océaniques sous la plaque chevauchante. Elle se produit le long de la dorsale subductée, relayée par les failles transformantes (Fig. I.12a). Sous la lithosphère continentale, la largeur de la fenêtre asthénosphérique dépend directement de l'angle entre les vecteurs déplacement des plaques océaniques et de l'âge de la dorsale subductée. Plus l'angle et l'âge sont importants, plus la largeur augmente. Les inclinaisons du plan de subduction des plaques océaniques de part et d'autre du point triple, qui sont fonction de la vitesse de convergence relative, peuvent aussi varier (Fig. I.12a). Dans le cas des Andes australes,

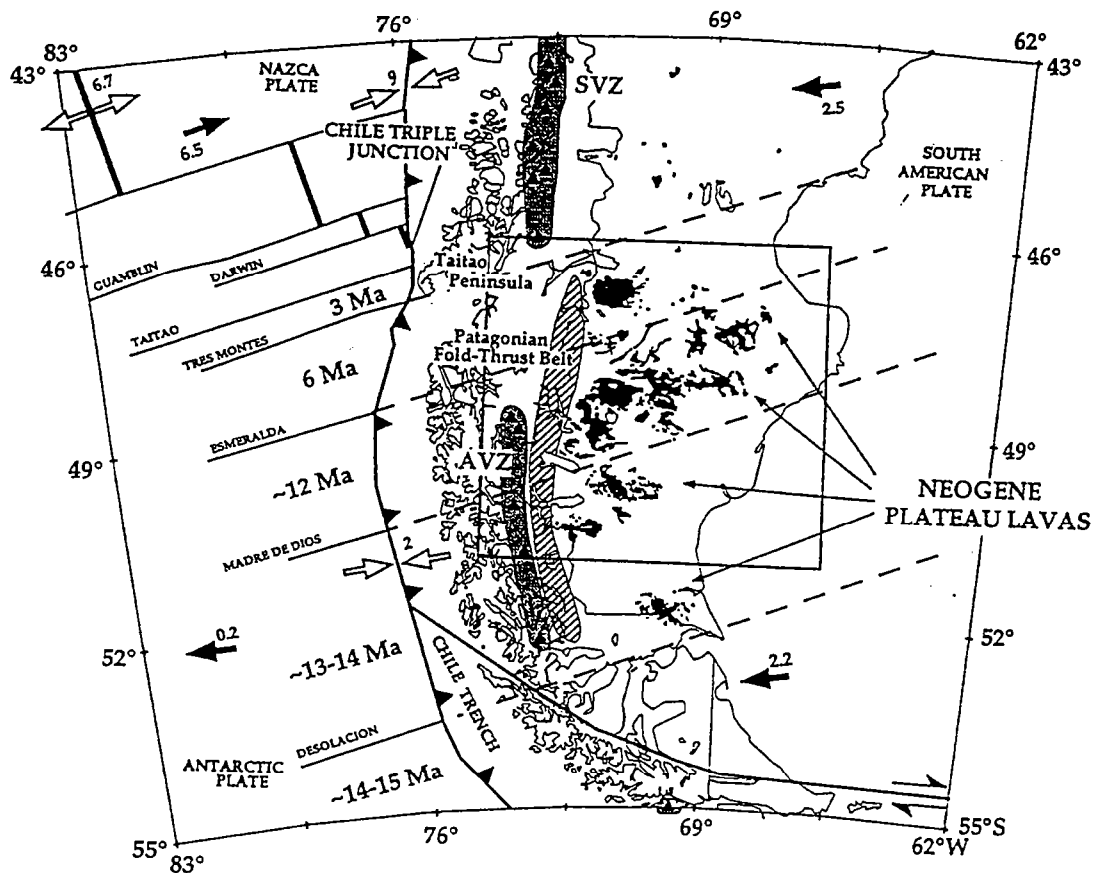


Figure I.13. Carte des Andes australes montrant le contexte de subduction actuel et la distribution des différentes provinces volcaniques : les plateaux basaltiques néogènes en arrière de la subduction et les deux arcs magmatiques au niveau de la cordillère principale, la zone volcanique sud (SVZ) et la zone volcanique australe (AVZ), situés respectivement au Nord et au Sud du point triple. Une lacune de magmatisme d'arc actuelle apparait entre ces deux provinces. Les âges de subduction des différents segments de la dorsale du Chili sont indiqués entre les failles transformantes le long de la zone de subduction. (d'après Gorrington *et al.*, 1997).

le pendage de la plaque Nazca est de 25-30°, tandis que celui de la plaque Antarctique est estimé aux alentours de 50° (Thorkelson, 1996).

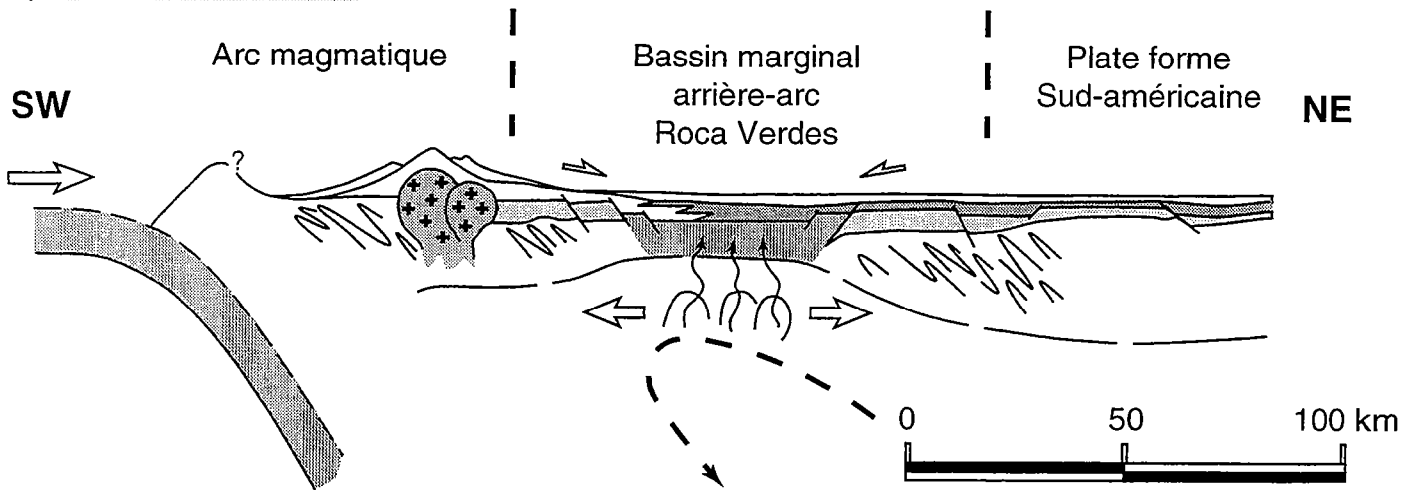
L'ouverture d'une telle fenêtre asthénosphérique engendre de fortes interactions et des transferts de matière particuliers entre lithosphère et asthénosphère, dont les conséquences principales sont : (1) une lacune de magmatisme d'arc, (2) la mise en place de basaltes alcalins en arrière de l'arc et (3) une migration vers la fosse du magmatisme d'arc au Sud du point triple (Figs. I.12b et I.13). La lacune de volcanisme qui s'observe actuellement entre les zones volcaniques sud et australe (SVZ et AVZ, Fig. I.13) est associée à l'absence de subduction de lithosphère océanique hydratée rendant impossible la fusion du coin mantellique (Ramos & Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997). Un magmatisme tholéïtique à alcalin, lié au flux asthénosphérique, peut parfois se mettre en place à l'aplomb de la fenêtre (Fig. I.12b; Thorkelson, 1996). L'apparition de basaltes alcalins très en arrière de la zone de subduction (Fig. I.13) serait liée à la remontée de panaches mantelliques sous la lithosphère océanique subductée (Forsythe & Nelson, 1985; Ramos & Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997). La migration de l'arc volcanique vers la fosse résulte directement de l'augmentation de l'angle du plan de subduction au Sud du point triple (Fig. I.12b).

Les possibles conséquences d'une telle subduction de dorsale sur la déformation de la lithosphère continentale sud-américaine ne sont pas clairement établies, cependant l'avant-arc est très affecté par ce processus. Le prisme d'accrétion est considérablement réduit et la partie basale de la plaque chevauchante subit une forte érosion tectonique lors de la subduction de la dorsale (Cande *et al.*, 1987).

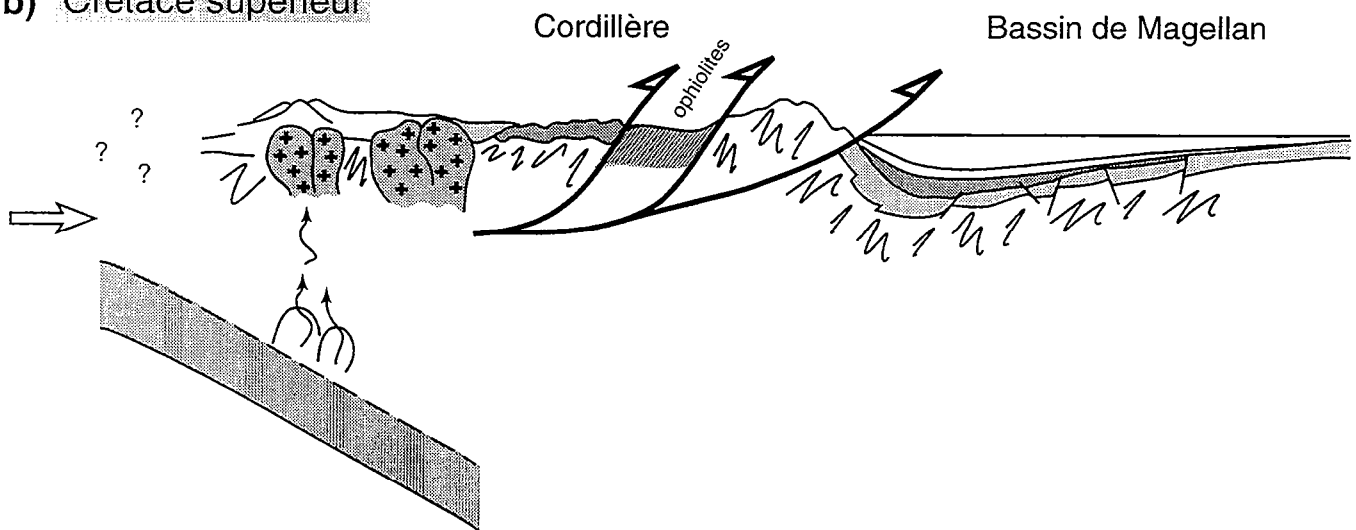
I.2.3. Évolution du bassin de Magellan liée à la subduction chilienne

L'histoire du bassin de Magellan est étroitement liée au contexte de subduction qui affecte depuis au moins 200 Ma la marge occidentale du continent sud-américain (Forsythe, 1982). A cause de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud et d'une augmentation brutale de la vitesse d'expansion océanique il y a 100 Ma (Le Pichon & Hayes, 1971; Rabinowitz & Labrecque, 1979), à laquelle est associée une collision entre la péninsule Antarctique et la Patagonie (Bruhn & Dalziel, 1977), cette marge active est passée successivement du type Mariannes, avec développement d'un bassin d'arrière-arc, au type Chili, caractérisé par un état de contrainte compressif (cf. § I.2.2). L'évolution de ce bassin peut se résumer en trois grandes étapes (Fig. I.14). Dans un premier temps, au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur, la marge est soumise à un régime extensif qui conduit au développement du bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes au Crétacé inférieur (Fig. I.14a). La bordure NE de ce bassin marginal va constituer le substratum du futur bassin d'avant-pays de Magellan. Le Cénomaniien marque le début de la

a) Crétacé inférieur



b) Crétacé supérieur



c) Cénozoïque

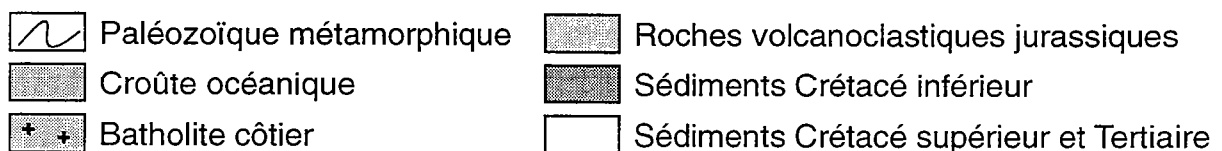
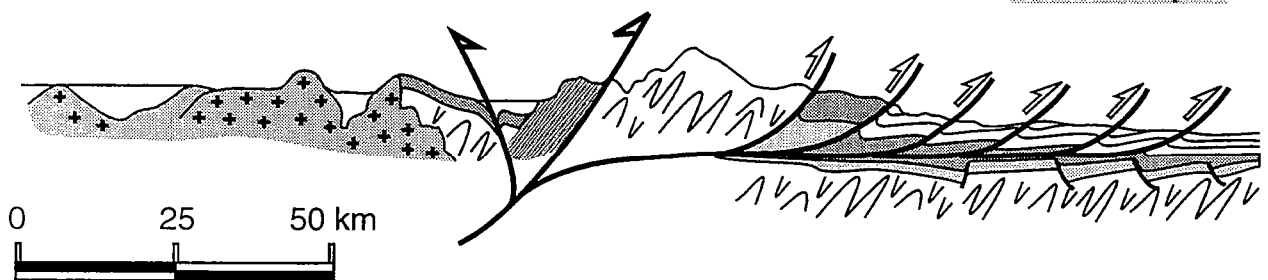


Figure I.14. Coupes schématiques SO-NE montrant l'évolution des Andes australes et du bassin de Magellan du Mésozoïque à l'actuel : **a)** au Crétacé inférieur, le bassin marginal arrière-arc Rocas Verdes est à son stade maximal de développement; **b)** au Crétacé supérieur, une changement de régime engendre la fermeture du bassin marginal, le soulèvement de la cordillère et le développement du bassin d'avant-pays de Magellan; **c)** au Cénozoïque, le front de déformation se propage vers le craton (modifié d'après Mpodosis & Ramos, 1989).

compression andine et le passage du stade de bassin d'arrière-arc au stade de bassin d'avant-pays (Dalziel & Palmer, 1979; Dott *et al.*, 1982; Winslow, 1982). Pendant le Crétacé supérieur, les contraintes compressives conduisent à la fermeture du bassin marginal, au soulèvement de la cordillère et à un approfondissement du bassin d'avant-pays (Fig. I.14b). Finalement, pendant le Cénozoïque, la compression andine se poursuit, entraînant la structuration du bassin d'avant-pays de Magellan (Fig. I.14c). Pendant la phase compressive, une partie de l'ancien plancher océanique du bassin d'arrière-arc est obductée et intégrée à la cordillère principale (Fig. I.14b et c).

Ce schéma d'évolution, bien que simplifié, met en évidence le rôle primordial du contexte de subduction dans l'histoire de la marge patagonienne et du bassin de Magellan. Il sera plus amplement développé dans le chapitre II.

I.3. L'orocline patagonien

I.3.1. Concept et classification des oroclines

Le concept d'orocline a été proposé pour la première fois par Carey (1955). Ce terme décrit les chaînes ou les portions de chaînes qui ont acquis une arcature au cours de leur évolution. Depuis une vingtaine d'années, de multiples mécanismes ont été proposés pour expliquer leur développement. Lors d'une collision continentale comme dans le cas des Alpes, Tapponnier (1977) propose un modèle de poinçonnement et d'extrusion latérale pour expliquer le développement de l'orocline. Cependant d'autres explications ont été avancées pour expliquer l'arcature de différents systèmes orogéniques. Dans le cas de la chaîne de Damara en Namibie, Coward (1981) invoque un phénomène de déplacement différentiel de blocs crustaux sur un niveau de détachement basal dont la ductilité varie en fonction de variations de régime thermique. Pour la chaîne de Namama au Mozambique, Sacchi *et al.* (1984) proposent un modèle impliquant le plongement d'une surface de chevauchement non plane. Pour l'arc Lufilien en Zambie, Coward & Daly (1984) invoquent un processus de cisaillement ductile à grande échelle auquel est associé le fonctionnement de rampes frontales et latérales. Pour le cas de la Corse, Harris (1985) invoque des variations de directions de chevauchement au cours du temps.

A partir des multiples mécanismes proposées ci-dessus, dont la liste n'est pas exhaustive, et des combinaisons possibles entre eux, Sacchi & Cadoppi (1988) proposent de faire une distinction entre les oroclines résultant de la flexuration effective d'une chaîne au cours sa déformation et les pseudo-oroclines résultant d'une simple torsion de chaîne

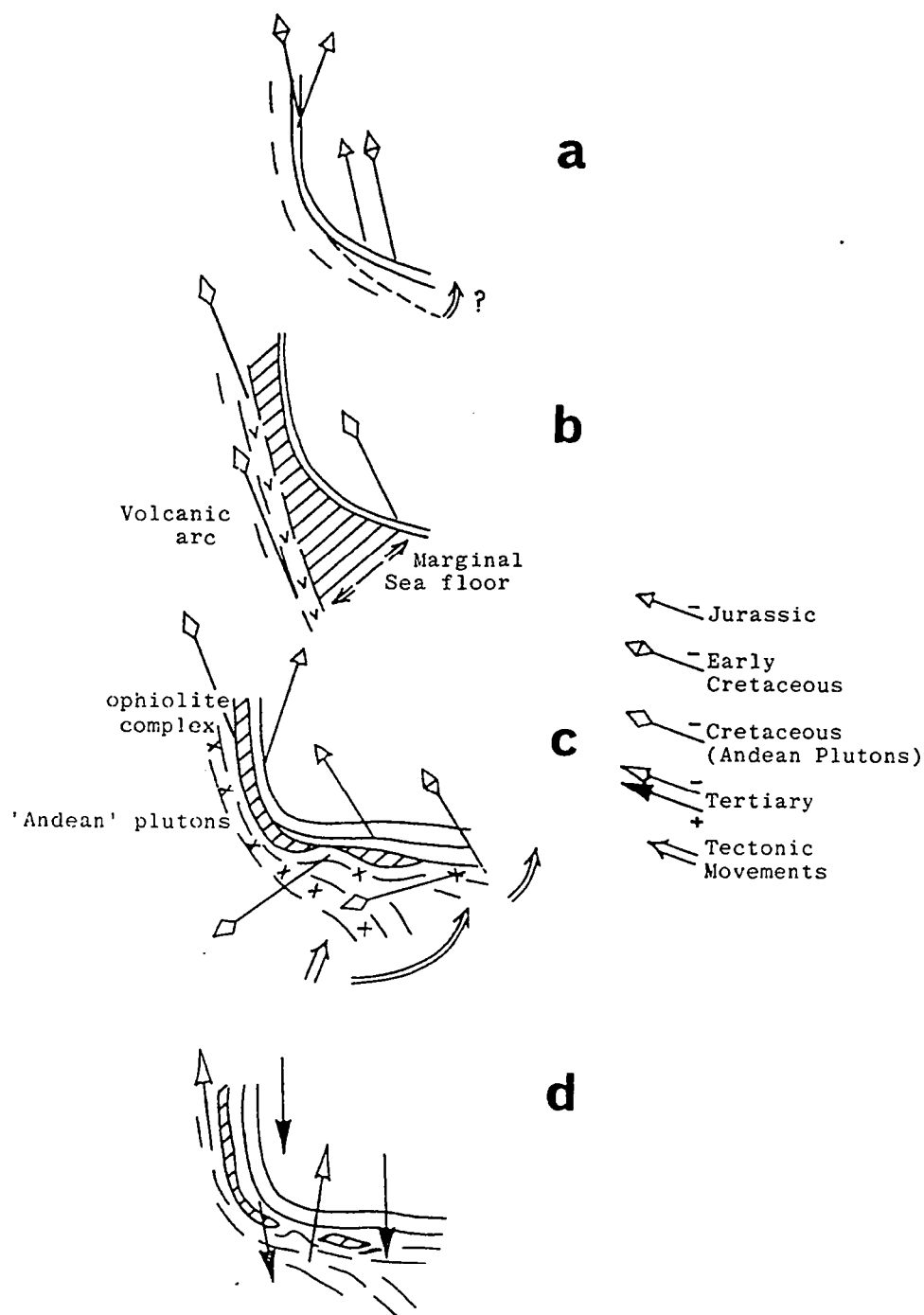


Fig. 5. Possible development of the Magellanes Orocline — displacement of magnetic directions by oroclinal bending of an initial Mesozoic volcanic arc and marginal basin. a. Jurassic—Early Cretaceous situation — possibly slight bending. b. Mid-Cretaceous volcanic arc separated by marginal sea. c. Late Cretaceous deformation closing marginal sea — bending with folding, thrusting and pluton intrusion. d. Cainozoic to Recent situation — bending ceases, intrusion of basic dykes, sills etc. Broad arrows show movements.

Figure I.15. Modèle d'évolution de l'orocline patagonien basé sur des données paléomagnétiques (d'après Burns *et al.*, 1980). a) Situation initiale au Jurassique - Crétacé inférieur; b) au Crétacé moyen, un bassin marginal d'arrière arc sépare l'arc volcanique de la plate-forme continentale; c) au Crétacé supérieur, le bassin marginal est fermé, l'orocline patagonien se forme; d) pendant tout le Tertiaire, la situation reste stable.

associée à des déplacements horizontaux de vastes blocs crustaux sans rotations importantes. Marshak (1988) considère quant à lui qu'un orocline au sens strict peut résulter de trois mécanismes majeurs : (1) l'interaction entre un front chevauchant et un obstacle; (2) la réactivation d'un détachement associé à une déformation non coaxiale; et (3) la présence de décrochements.

Ces propositions de classification des oroclines s'accordent néanmoins sur l'importance de la détermination du champ de déplacement régional et sur la présence presque systématique de rotations de blocs significatives autour d'axes verticaux dans de telles chaînes. Dans de nombreux cas, les études paléomagnétiques permettent en effet de déterminer l'âge, l'amplitude et le sens des rotations associées au développement des chaînes arquées (Eldredge *et al.*, 1985; Beck, 1988).

Dans les Andes, l'évolution de l'orocline bolivien constitue l'exemple le mieux documenté (Beck, 1987; Isacks, 1988; Dewey & Lamb, 1992; Roperch & Carlier, 1992; Aubry *et al.*, 1996). Son développement est en fait contrôlé par la convergence relative entre Nazca et Amérique du Sud. L'accommodation du vecteur de convergence relative s'effectue pour partie par une déformation de la plaque continentale chevauchante qui se traduit par de l'épaississement crustal et par des déplacements horizontaux (décrochements et rotations de blocs). La quantité de raccourcissement continental diminue progressivement de part et d'autre de l'axe de symétrie de l'orocline qui est parallèle à la direction de convergence relative à 18°S (Fig. I.1). Au Nord et au Sud de cet axe, les déplacements horizontaux se traduisent par des décrochements respectivement senestres et dextres, parallèles à la cordillère, auxquels sont associées des rotations respectivement anti-horaires et horaires. Les variations latérales de la quantité de déformation en fonction des conditions cinématiques impliquent un développement progressif de l'orocline.

I.3.2. Modèles d'évolution de l'orocline patagonien

Carey (1958) a été le premier à désigner l'arcature sud des Andes australes sous le terme d'orocline patagonien. Le lien entre le développement de cet orocline et la présence d'une zone de décrochement sénestre affectant la bordure sud du continent est suspecté depuis longtemps (Wegener, 1928; Carey, 1955).

Les résultats de différentes études paléomagnétiques (Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991) ont plus récemment permis de confirmer une rotation anti-horaire de la Cordillère Darwin d'environ 90° depuis le Jurassique. La majeure partie des formations échantillonnées au cours de ces études concerne en effet la formation volcanoclastique d'âge jurassique (formation Tobífera; cf. § II) présente tout le long de l'arc patagonien (Planche hors-texte n°1).

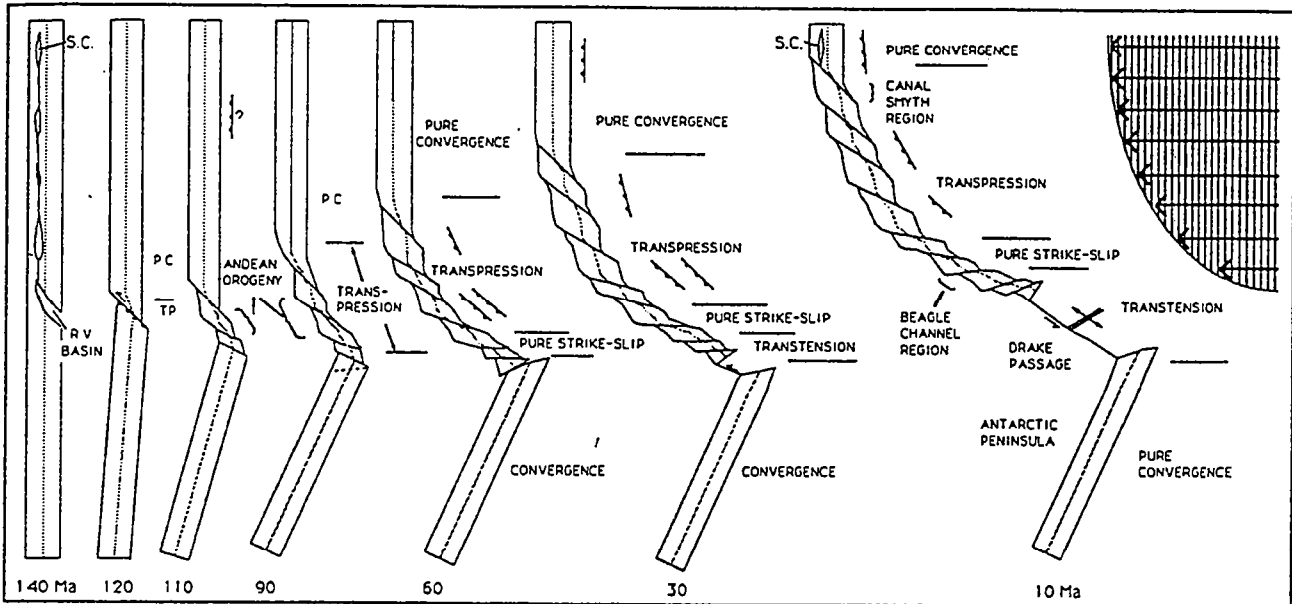


Fig. 14. Schematic model for the progressive development of the Patagonian orocline. Model begins at 140 Ma (prior to the opening of the South Atlantic) and continues until 10 Ma. Original Andes-Antarctic Peninsula belt may not have been as linear as is shown. Deformational history of the Antarctic Peninsula is not presented except for 25°-30° clockwise rotation of the Antarctic Peninsula between 130-100 Ma as documented by Grunow et al. [1991]. Figures 1 and 2 represent the present-day situation. Arrowed zone on far right schematically represents broad interplate shear zone between the South American and Scotia plates that may be driving left-lateral shearing and counterclockwise rotation within the southernmost Andes. P.C. is pure contraction, TP is transpression, S.C. is the Sarmiento Complex, and R.V. Basin is the Rocas Verdes Basin.

Figure I.16. Modèle d'évolution de l'orocline patagonien depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène supérieur (d'après Cunningham, 1993). A 140 Ma, les bordures occidentales du continent sud-américain et de la Péninsule Antarctique sont supposées linéaires et continues. L'orocline patagonien se développe progressivement de 140 à 10 Ma, en réponse au fonctionnement d'une composante décrochante senestre entre l'Amérique du Sud et la Péninsule Antarctique. A 30 Ma, la Péninsule Antarctique se sépare du continent sud-américain. L'arcature de la Péninsule Antarctique qui se développe dans ce laps de temps n'est pas représentée.

Sur la base de ces études paléomagnétiques, deux modèles d'évolution de l'orocline patagonien ont été proposés (Figs. I.15 et I.16).

Dans le premier modèle (Fig. I.15), Burns *et al.* (1980) proposent que l'arcature actuelle de la cordillère ait été acquise principalement pendant le Crétacé supérieur (b et c, Fig. I.15) avec une période d'intense activité aux environs de 80 Ma. Dans le second modèle (Fig. I.16), Cunningham (1993) présente une évolution beaucoup plus progressive de l'orocline patagonien. La courbure débute également au Crétacé supérieur (stade 90 Ma, Fig. I.16) mais elle se poursuit jusqu'à au moins 10 Ma. Ce modèle intègre d'autre part la présence d'une composante décrochante active depuis au moins le Crétacé supérieur au niveau de l'extrémité sud du continent (Cunningham *et al.*, 1995). Cette composante décrochante résulte, dans un premier temps de mouvements relatifs entre l'Amérique du Sud et la Péninsule Antarctique, et dans un second temps de la croissance de la plaque Scotia à partir de 30 Ma (cf. § II).

L'étude paléomagnétique réalisée par Burns *et al.* (1980) présente l'intérêt de fournir des résultats paléomagnétiques concernant la zone interne de la chaîne actuelle, contrairement aux études de Dalziel *et al.* (1973) et Cunningham *et al.* (1991) qui ont été effectuées sur des échantillons provenant de la zone externe. Burns *et al.* (1980) montrent ainsi que les rotations anti-horaires ayant affecté les roches jurassiques situées le long de la bordure nord de la Cordillère Darwin n'excèdent pas 48°, alors qu'au niveau des zones externes, elles atteignent 90° (Dalziel *et al.*, 1973; Cunningham *et al.*, 1991).

I.4. Objectifs et méthodologie

Ce travail porte sur l'extrémité australe de l'Amérique du Sud. Ce secteur est actuellement caractérisé d'une part par l'orocline patagonien, qui constitue les bordures occidentale et méridionale du continent, et d'autre part par le bassin d'avant-pays de Magellan situé au coeur de l'arc.

L'évolution de l'orocline et le développement du bassin résultent des interactions entre zone de subduction le long de la marge occidentale du continent et zone de décrochement majeure le long de sa bordure méridionale. Ces interactions se produisent au moins depuis le début de l'orogénèse andine au Crétacé supérieur et se poursuivent pendant tout le Cénozoïque.

Dans cette région, le style tectonique varie fortement entre la cordillère et la bassin d'avant-pays et en fonction de la portion de l'orocline considérée. Par conséquent, la zone de transition entre cordillère et bassin constitue une cible privilégiée pour une étude structurale du champ de déformation et pour une analyse cinématique.

L'approche structurale de terrain complétée par l'interprétation de données de sismique réflexion pétrolière ont permis de caractériser la géométrie des structures principales. L'analyse des populations de failles récoltées sur le terrain et le paléomagnétisme ont apporté des informations sur la cinématique régionale. L'ensemble des données structurales et paléomagnétiques ont été intégrées à plus grande échelle par l'étude de l'imagerie satellitaire et de la topographie numérique.

Le champ de déformation caractéristique de l'orocline patagonien a été comparé à celui obtenu par la modélisation analogique d'un orocline simple afin de discuter les influences relatives des conditions aux limites : la transition entre subduction et décrochement d'une part et la subduction de la dorsale du Chili d'autre part.

Chapitre II

**La Patagonie depuis le Protérozoïque,
synthèse bibliographique**

Introduction

Le contexte tectonique actuel de la Patagonie résulte d'une longue évolution de la bordure sud-ouest du Gondwana depuis le Protérozoïque. L'histoire tectonique du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque supérieur est complexe et reste controversée. Cependant, l'édification et la dislocation du Gondwana présentent un intérêt majeur en terme d'héritage structural, lors de l'évolution mésozoïque et cénozoïque de la bordure occidentale de plaque sud-américaine.

Dans ce chapitre, nous évoquerons brièvement les phases majeures ayant conduit à l'édification du Gondwana et les différentes reconstructions paléogéographiques proposées pour la bordure sud-ouest du Gondwana à la fin du Paléozoïque. Ensuite, nous présenterons la phase de dislocation de la bordure sud-ouest du Gondwana au Mésozoïque et la phase compressive (Crétacé supérieur - Cénozoïque) liée à l'orogénèse andine et au développement du bassin d'avant-pays de Magellan. La dernière partie sera consacrée à la stratigraphie du bassin de Magellan.

II.1. Formation de la bordure sud-ouest du Gondwana

L'édification de la bordure sud-ouest du Gondwana résulte de l'interaction de multiples plaques tectoniques et de l'accrétion de terrains allochtones du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque supérieur. Pendant environ 600 Ma, la bordure sud-ouest du Gondwana s'est édifiée à travers une succession de phases compressives et extensives. Elle est subdivisée en trois épisodes majeurs (de Wit & Ransome, 1992) :

(1) Au Protérozoïque supérieur, la phase de convergence Pan-gondwanienne est caractérisée par les cycles orogéniques Pan-africain et Brésilien (700 ± 100 Ma). Cet épisode est marqué par l'accrétion de nombreux blocs constituant le proto-Gondwana et par le soulèvement des zones de suture entre les différents cratons (Fig. II.1; Murphy & Nance, 1991; de Wit & Ransome, 1992).

(2) Du Protérozoïque supérieur jusqu'au Paléozoïque inférieur (500 ± 100 Ma), une phase extensive entraîne la dislocation du proto-Gondwana. Sa marge sud-ouest est alors considérée comme une marge "passive" extensive de type Atlantique (Fig. II.2, Bond *et al.*, 1984; de Wit & Ransome, 1992).

(3) Pendant le Paléozoïque supérieur (300 ± 100 Ma, Dévonien supérieur - Permien), la construction du super-continent se termine par l'orogénèse varisque au cours de laquelle des terrains allochtones viennent s'accréter à la bordure sud-ouest du Gondwana (Figs. II.3 et II.4; Porada, 1978; Ramos, 1988; de Wit & Ransome, 1992).

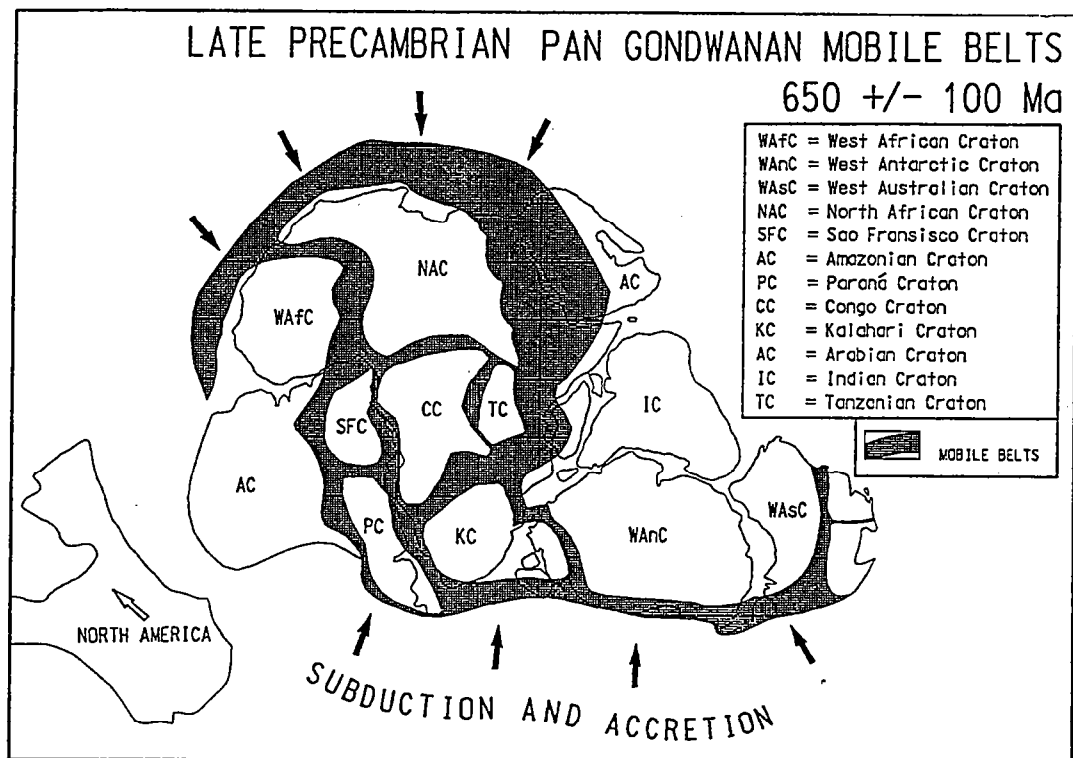


Figure II.1. Reconstruction schématique du proto-Gondawana au Protérozoïque supérieur (650 \pm 100 Ma, d'après de Wit and Ransome, 1992). Les principaux cratons du proto-Gondwana sont séparés par des zones de suture (mobile belts) représentées en grisé. Le super-continent est bordé le long de ses marges nord et sud par des zones de subduction périphériques, marquées par les flèches noires.

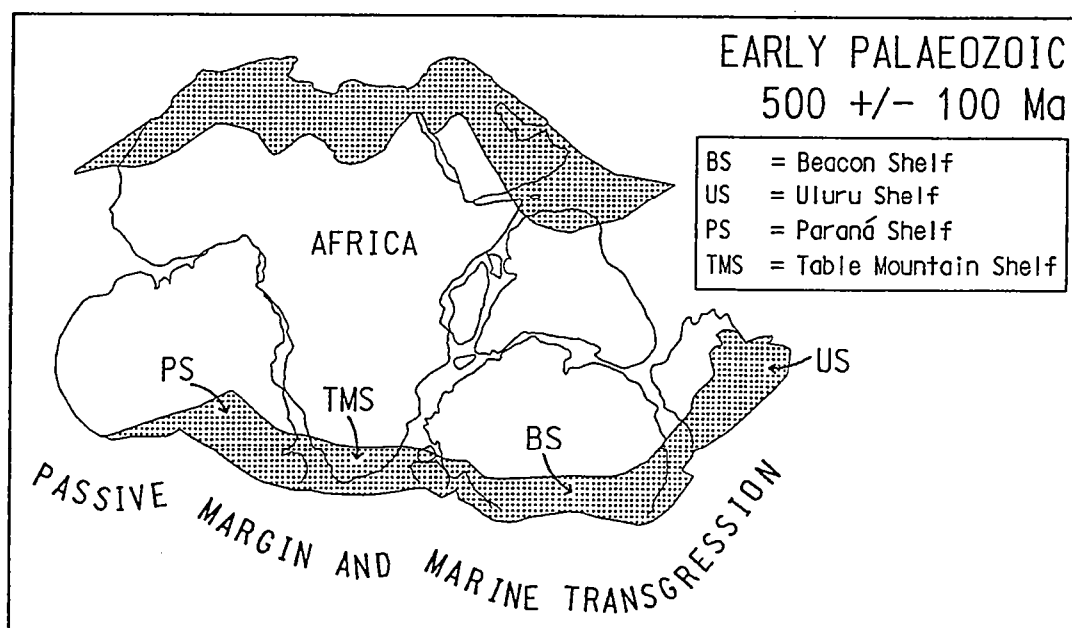


Figure II.2. Reconstruction schématique du Gondwana au Paléozoïque inférieur (500 \pm 100 Ma, de Wit and Ransome, 1992). Les bordures nord et sud du proto-Gondwana sont considérées comme des marges passives de type Atlantique.

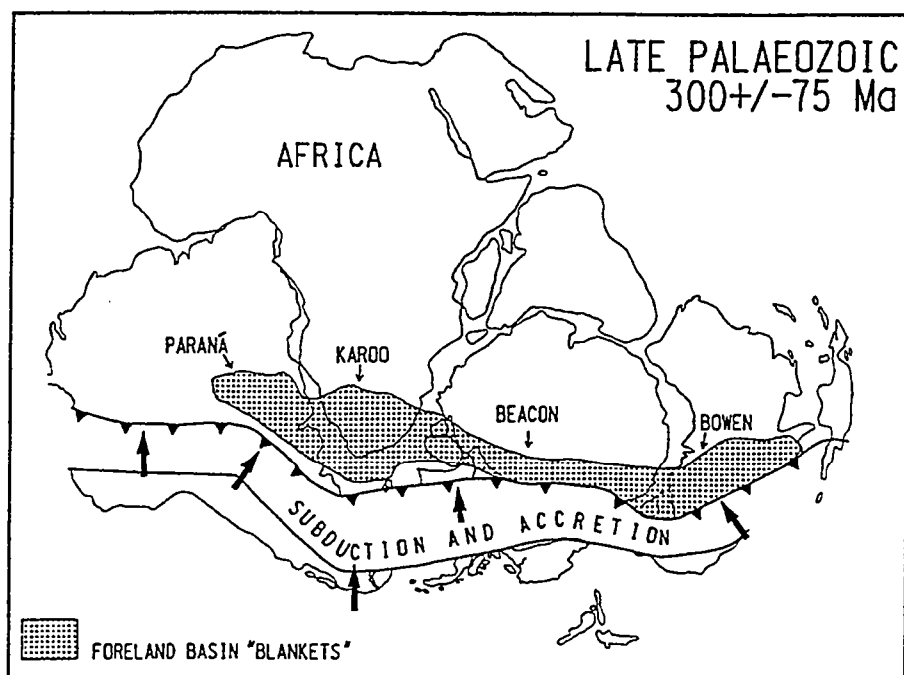


Figure II.3. Reconstruction schématique du Gondwana au Paléozoïque supérieur (300 ± 75 Ma, de Wit and Ransome, 1992) montrant l'accrétion de terrains allochtones le long de la marge active sud du Gondwana. Le grisé indique l'emplacement des bassins d'arrière-arc qui se forment en réponse à cette accrétion.

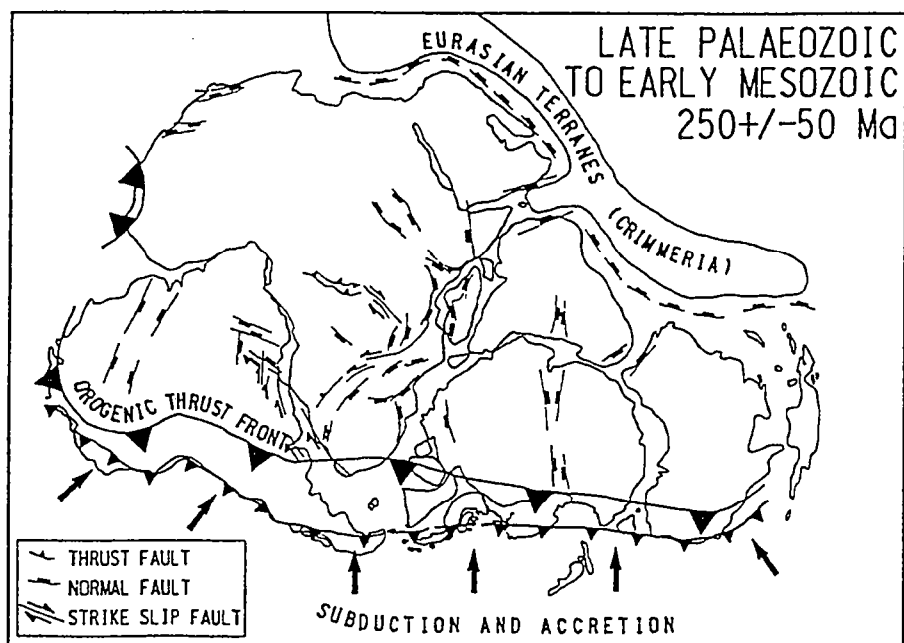


Figure II.4. Reconstruction schématique du Gondwana au Paléozoïque supérieur - Mésozoïque inférieur (250 ± 50 Ma, de Wit and Ransome, 1992). Les grands triangles noirs localisent la chaîne Gondwanide. Une zone de subduction se développe le long des terrains allochtones préalablement accrétés à la bordure sud du Gondwana.

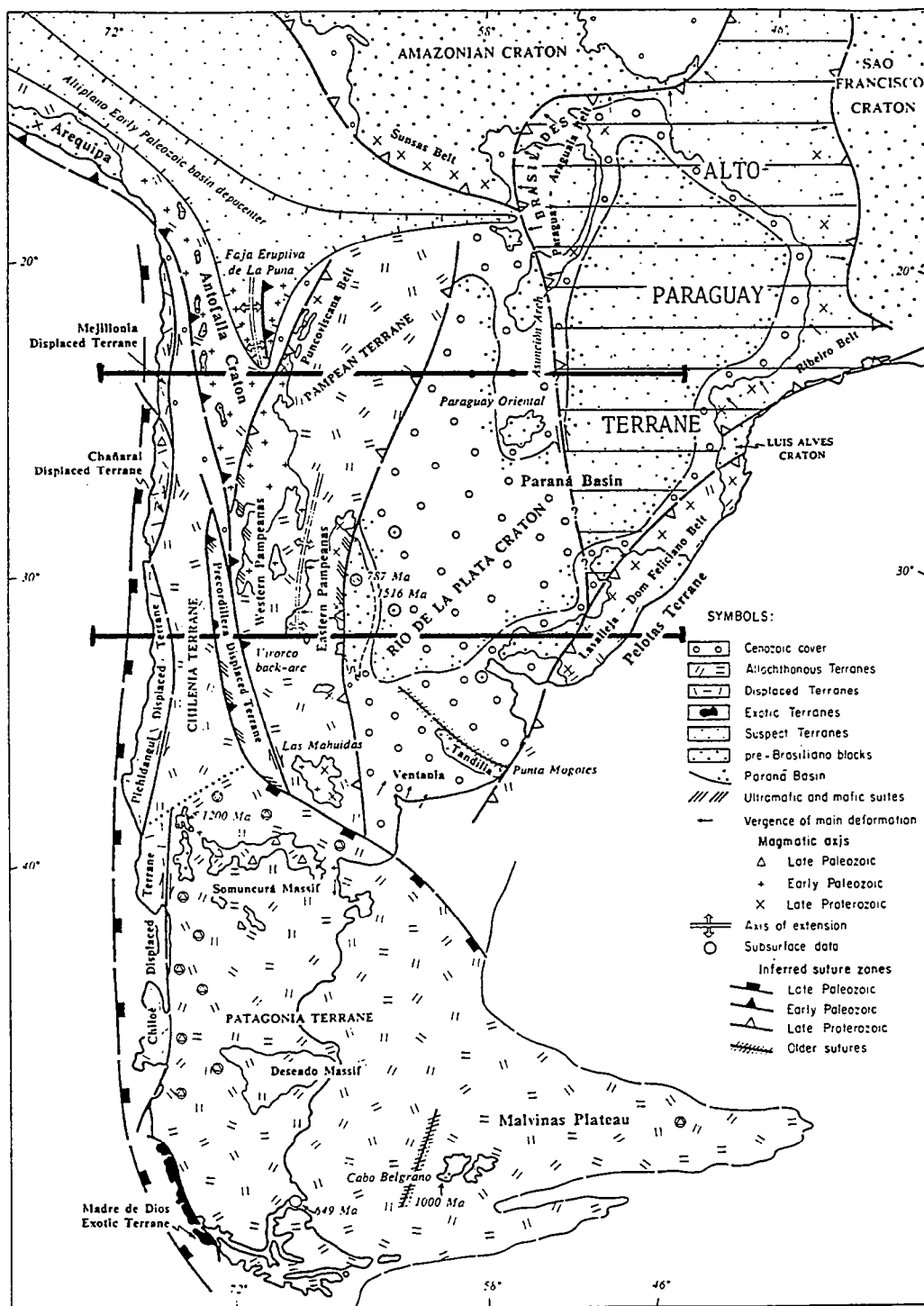


Figure II.5. Principaux cratons et terrains allochtones constituant la partie méridionale de l'Amérique du Sud (d'après Ramos, 1988). La localisation et l'âge des principales zones de suture sont indiqués par des symboles différents (triangles blancs : Protérozoïque supérieur, triangles noirs : Paléozoïque inférieur, rectangles blancs : Paléozoïque supérieur).

II.1.1. La phase de convergence Pan-Gondwanienne : Protérozoïque supérieur

La majeure partie des cratons qui formeront ultérieurement le Gondwana se sont agglomérés pendant la phase de convergence Pan-Gondwanienne (Fig. II.1). Les principaux cratons ainsi regroupés, qui constitueront la bordure sud-ouest du Gondwana, sont : le craton amazonien, le craton Sao Fransisco, le craton Paraná, le craton Afrique de l'Ouest, le craton Congo, le craton Kalahari et le craton Antarctique Ouest (Fig. II.1). Les zones de sutures (mobile belts) entre ces différents cratons résultent de processus de subduction de croûte océanique et de collisions continent-continent. Murphy et Nance (1991) distinguent deux types de zones orogéniques au sein du super-continent au Protérozoïque supérieur. D'une part, les orogènes "internes", localisés au cœur du super-continent après son édification, reflètent des processus de collision après disparition des océans intérieurs par subduction. D'autre part, les orogènes "périphériques" résultent uniquement de processus de subduction de croûte océanique sur les bords du super-continent (Fig. II.1).

L'activité orogénique "interne" débute aux environs de 850-800 Ma par des subductions de type andin associées à la fermeture d'océans internes, et se termine par des collisions continent-continent aux environs de 650-600 Ma (Murphy & Nance, 1991). Ces orogènes sont caractérisés par une activité magmatique importante, l'exhumation locale de roches métamorphiques de haut grade et un épaississement crustal associé à un raccourcissement horizontal important. L'activité orogénique "périphérique" débute aux environs de 820-800 Ma par la subduction d'océans externes suivie de l'accrétion progressive de divers arcs et bassins d'arrière-arc (Murphy & Nance, 1991). Les principales caractéristiques de ces chaînes sont : des séries volcano-sédimentaires syn-orogéniques, une exhumation limitée et une déformation localisée souvent décrochante car associée à des convergences obliques. En Amérique du Sud, la chaîne des Brasilides, qui sépare le craton amazonien du craton Paraná et la chaîne des Pampéanas Est constituent des exemples de ces zones "internes" de suture du Protérozoïque supérieur (Fig. II.5; Porada, 1978; Coward & Potgieter, 1983; Goodwin, 1988).

Ramos (1988) décrit l'évolution Protérozoïque supérieur - Paléozoïque supérieur de la partie méridionale de l'Amérique du Sud à travers deux séries de coupes Ouest-Est, réalisées à 23°S et 32°S (Fig. II.6). Les premières coupes, concernant l'évolution Protérozoïque supérieur, montrent l'accrétion progressive de plusieurs terrains allochtones au craton Río de la Plata. Le long de sa bordure ouest, le terrain allochtone Pampéanas Est est accrété aux environs de 600 Ma, tandis que le long de sa bordure ouest, deux terrains allochtones sont successivement accrétés : le bloc Alto Paraguay au Nord (\approx 600 Ma) et le bloc Pelotas au Sud (\approx 580 Ma).

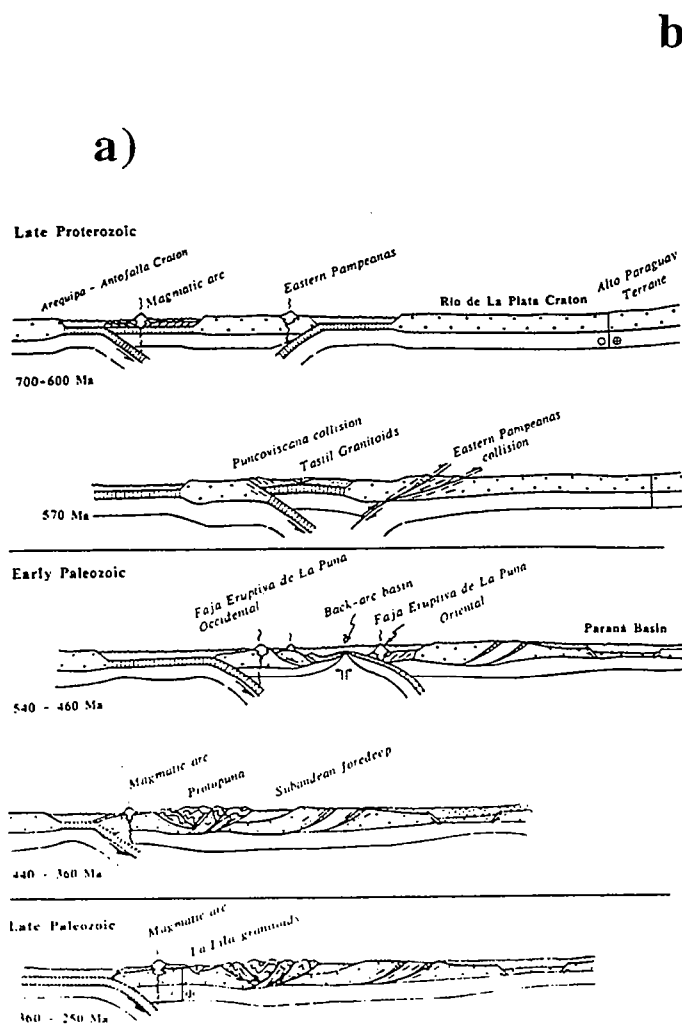


Figure 6: Generalized profile showing the Proterozoic to early Paleozoic development of the northern traverse (23-25°S).

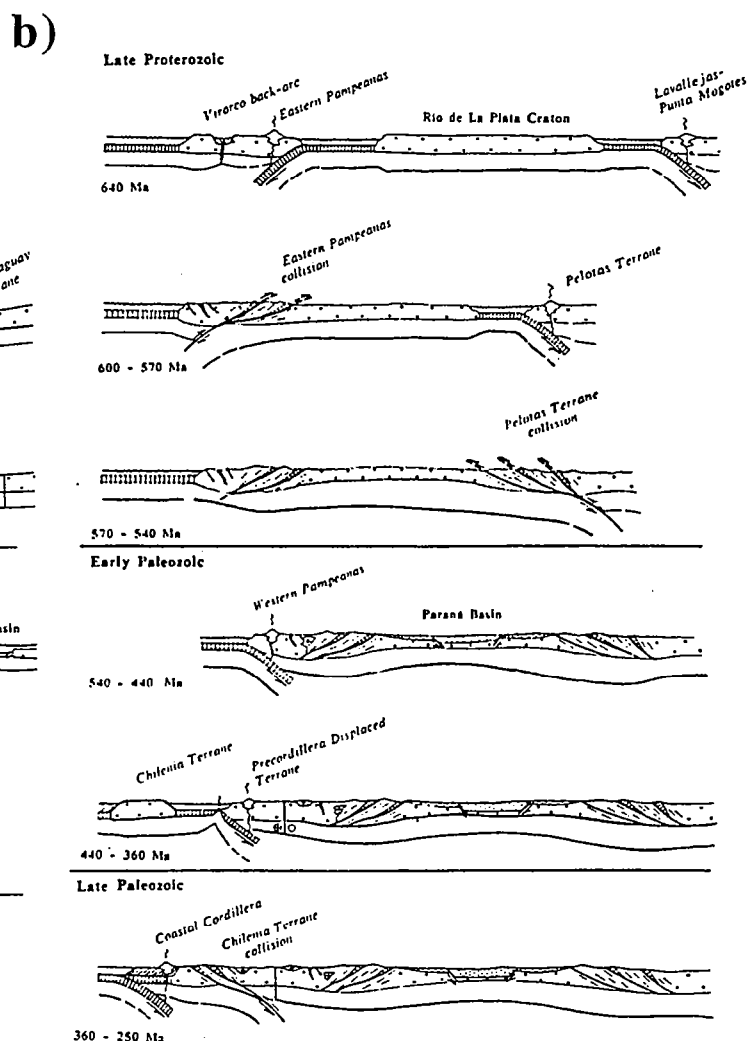


Figure 5: Schematic sections illustrating the evolution during Proterozoic and early Paleozoic of the southern traverse (32°S).

Figure II.6. Coupes schématiques Ouest-Est à 23°S (a) et 32°S (b) de la partie méridionale de l'Amérique du Sud résumant les accrétions successives de terrains allochtones du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque supérieur (d'après Ramos, 1988). Pour la localisation des coupes, se référer à la figure II.5.

II.1.2. Évolution Protérozoïque supérieur - Paléozoïque inférieur

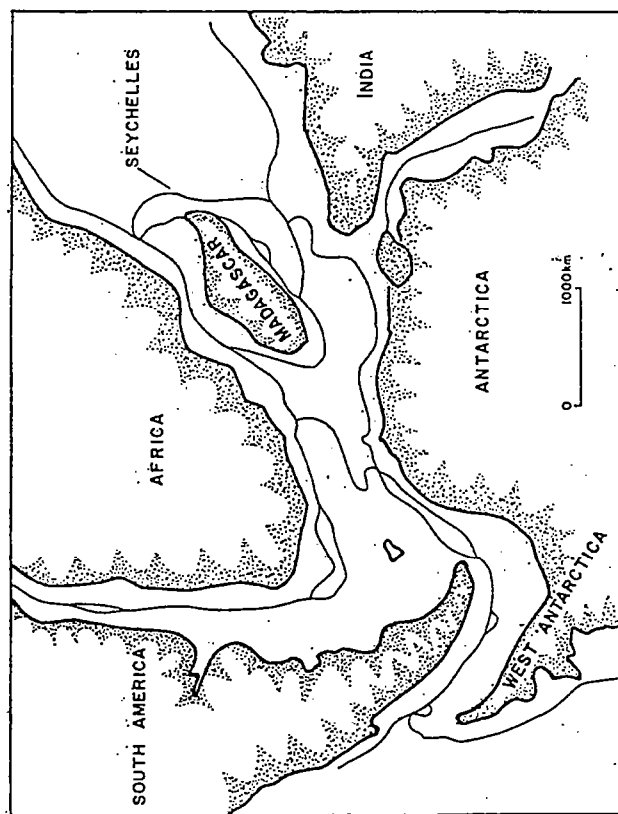
La fin de l'orogénèse Pan-Gondwanienne est marquée par la mise en place, à l'échelle du super-continent, de séries sédimentaires syn-rifting et discordantes sur les séries du Protérozoïque supérieur. Cette phase extensive a été datée, à partir des courbes de subsidence et de l'enregistrement sédimentaire, entre 625 et 555 Ma (Bond *et al.*, 1984). Ainsi, pendant le Protérozoïque supérieur et le Cambrien inférieur, la marge sud-ouest du proto-Gondwana est affectée par une extension intra-plaque attribuée à un contexte de marge passive (Fig. II.2, Bond *et al.*, 1984; de Wit & Ransome, 1992). Du Cambrien supérieur à l'Ordovicien, les bordures du super-continent se retrouvent en contexte de marge active (Figs. II.5 et II.6; Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1988).

Cette phase extensive se traduit en Amérique du Sud par le développement de bassins extensifs tels que le bassin du Paraná (Fig. II.6b; Mpodozis & Ramos, 1989; de Wit & Ransome, 1992). La mise en place des séries sédimentaires dans ces bassins coïncide avec une phase de transgression majeure (Milani, 1992). Ramos (1988) propose que la bordure sud-ouest du proto-Gondwana évolue dans un contexte de marge passive dans un premier temps (570 Ma) puis dans un contexte de marge active au cours de l'orogénèse Famatinienne au Siluro-Dévonien (Fig. II.6). Cette orogénèse provoquerait le soulèvement de la proto-Puna à 23°S. L'orogénèse Famatinienne a été plus récemment interprétée comme résultant de la remontée progressive vers le Nord du bloc Laurentia le long de la bordure occidentale de l'Amérique du Sud (Dalziel, 1991, 1992; Hoffman, 1991; Dalziel *et al.*, 1994). Le bloc Laurentia aurait en fait migré progressivement tout le long de la marge sud du Gondwana (cf. Fig. II.1 et II.2) depuis le bloc Antarctique ouest au Précambrien supérieur, jusqu'au NE du craton amazonien au Dévonien.

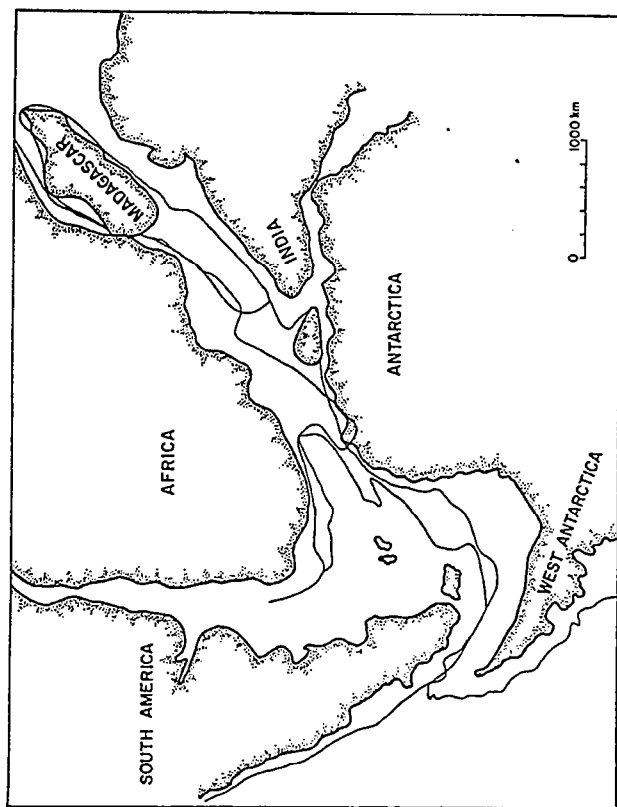
II.1.3. Orognèse varisque - Paléozoïque supérieur

L'édification de la bordure sud-ouest du Gondwana se termine au cours de l'orogénèse varisque pendant le Paléozoïque supérieur. A cette époque, les terrains allochtones manquants sont le Chili et la Patagonie (Ramos, 1988). Les blocs chilien et patagonien sont considérés, soit comme faisant partie d'un terrain allochtone unique (de Wit, 1990; de Wit & Ransome, 1992; Milani, 1992), soit comme deux terrains allochtones distincts (Fig. II.5; Ramos, 1984; 1988; 1994). L'emplacement des zones de suture entre ces blocs est toujours incertain. L'accrétion du bloc chilien au Gondwana se serait produite pendant le Carbonifère et le Permien, avant celle du bloc patagonien qui se serait produite au Permien supérieur (Figs. II.5 et II.6b; Ramos, 1988).

a)



b)



c)

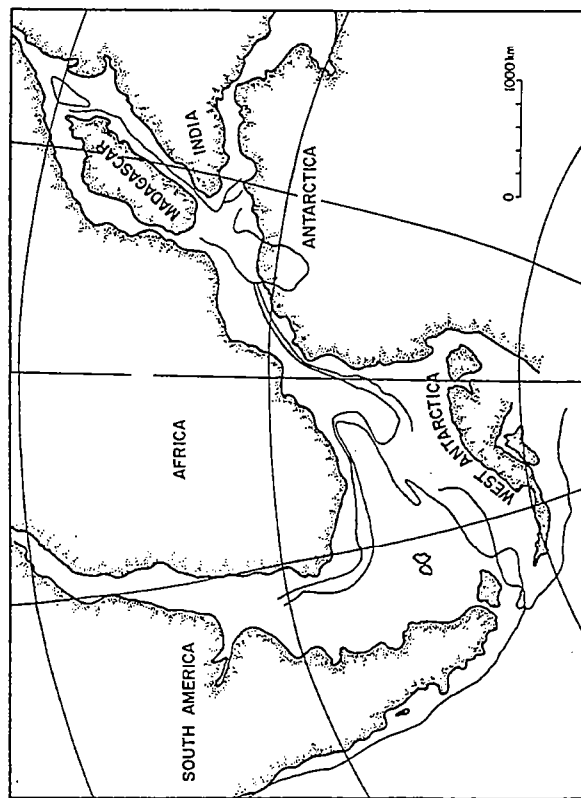


Figure II.7. Propositions de reconstructions du Gondwana au Paléozoïque supérieur : (a) d'après Barron *et al.* (1978), (b) d'après Powell *et al.* (1980), et (c) d'après de Wit (1977) et Norton and Sclater (1979). Ces reconstructions sont extraites de Martin and Hartnady (1986).

Pendant le Paléozoïque supérieur, plusieurs terrains allochtones (Madre de Dios, Chiloé, Pichidangui, Chañaral et Mejillonia, Fig. II.5) sont accrétés à la marge Pacifique du Gondwana (Hervé, 1988; Ramos, 1988). Ces accrétions de micro-blocs marquent la fin de la construction de la marge sud-ouest du Gondwana.

La chaîne Gondwanide qui résulte de ces accrétions successives, s'étend à travers le super-continent depuis l'Amérique du Sud jusqu'en Australie (Fig. II.4). Elle inclut d'Ouest en Est : la Sierra de la Ventana (Argentine), la Cape Fold Belt (Afrique du Sud), la Chaîne Transantarctique, la Tasman Fold Belt et la Chaîne Est Australienne. Des corrélations stratigraphiques et structurales ont montré que la Sierra de la Ventana étaient le prolongement de la Cape Fold Belt (Lock, 1980; Powell *et al.*, 1980; de la Rue Winter, 1984; de Wit, 1990; Milani, 1992).

Le contexte géodynamique de la formation de la chaîne Gondwanide est très discuté. Cette chaîne est interprétée comme résultant : (1) de déformations intracratoniques (Dalmayrac *et al.*, 1980; Visser, 1985), (2) de déformations d'arrière-arc associées à la subduction d'un segment de plaque océanique sub-horizontale le long de la marge Pacifique (Lock, 1980), ou (3) de la collision d'un continent adjacent au Gondwana (de la Rue Winter, 1984; Ramos, 1984, 1986, 1994). Cette troisième hypothèse est actuellement la plus communément admise.

Les études structurales réalisées dans les différents segments de la chaîne Gondwanide permettent de définir la direction des contraintes à l'échelle continentale durant cette période. En Afrique du Sud, au Permien moyen et supérieur, la couverture sédimentaire est affectée par des plis et chevauchements à vergence NNE (Bell, 1980; Hiller & Snowden, 1983). En Amérique du Sud, au Permo-Trias, les séries paléozoïques de la Précordillère au niveau de San Juan sont affectées par un régime compressif E-O (von Gosen, 1995). Dans le même temps, la déformation dans la Sierra de la Ventanas, est caractérisée par un raccourcissement SO-NE auquel est associée une composante décrochante dextre parallèle à la chaîne (Cobbald *et al.*, 1991, 1992). Ces indications cinématiques sont compatibles avec une accrétion de la Patagonie et de la Péninsule Antarctique, le long de la bordure du Gondwana, suivant une direction de convergence NE à NNE (Fig. II.4).

II.1.4. Paléogéographie de la bordure sud-ouest du Gondwana

Keidel (1916) et du Toit (1927; 1937) ont été les premiers à proposer des reconstructions du Gondwana incluant l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Antarctique, l'Inde, et l'Australie, basées sur des corrélations structurales et stratigraphiques. La découverte des anomalies magnétiques de la croûte océanique, les modèles d'expansion

de la croûte océanique et l'identification de limites océan/continent ont apporté de nouveaux critères et ont permis d'effectuer des reconstructions paléogéographiques plus précises du Gondwana (Dickson *et al.*, 1968; Le Pichon & Hayes, 1971; Rabinowitz & Labrecque, 1979; Nürnberg & Müller, 1991).

Différents modèles de reconstruction de la bordure sud-ouest du Gondwana

Depuis une vingtaine d'années, de nombreux modèles de reconstruction concernant ce secteur sud-ouest du Gondwana ont été proposés. La figure II.7 présente trois des principaux modèles proposés (Martin & Hartnady, 1986). Les principales différences entre les trois reconstructions résident dans les positions relatives de Madagascar, de la Péninsule Antarctique et du domaine Antarctique Est. Dans le premier modèle, Madagascar se trouve le long du Mozambique (Fig. 7a) tandis que dans les deux autres, Madagascar se situe face au Kenya (Figs. 7b et 7c). Les deux premiers modèles (Figs. 7a et 7b) considèrent l'Antarctique comme un bloc solidaire, la Péninsule Antarctique étant située à l'Ouest de la Patagonie. Dans le dernier modèle (Fig. 7c), la Péninsule Antarctique est séparée du domaine Antarctique Est et elle se situe dans le prolongement de l'Amérique du Sud. Le domaine Antarctique Est se trouve quant à lui face au Mozambique.

La majeure partie des travaux récents s'accordent sur la troisième reconstruction proposée (Fig. II.7c) où la Péninsule Antarctique est considérée comme une microplaque non solidaire du domaine Antarctique Est (*e.g.* Fig. II.8; Storey *et al.*, 1992; Elliot, 1992; Divenere *et al.*, 1996; Storey *et al.*, 1996). Dans ces reconstructions paléogéographiques, les incertitudes actuelles concernent les microplaques présentes à l'Ouest du plateau des Malouines, ainsi que l'emplacement des îles Malouines avant la dislocation du Gondwana (Adié, 1952; Mitchell *et al.*, 1986; Taylor & Shaw, 1989; Marshall, 1994; Richards *et al.*, 1996).

II.1.5. Bilan

A la fin de l'orogénèse varisque, le long de la bordure sud-ouest du Gondwana, le socle pré-Mésozoïque est caractérisé par une orientation préférentielle N-S à NO-SE des structures majeures et de la foliation associée (Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1988; Cobbold *et al.*, 1991, 1992; de Wit & Ransome, 1992). Ces structures qui constituent des zones de faiblesse, orientées sub-perpendiculairement à la direction régionale d'extension mésozoïque, vont jouer un rôle important en terme d'héritage structural et seront souvent réactivées pendant l'histoire mésozoïque et cénozoïque (Uliana & Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Ramos & Kay, 1992; Tankard *et al.*, 1995; Urien *et al.*, 1995).

II.2. Histoire de l'extension mésozoïque en Patagonie

II.2.1. Dislocation de la bordure sud-ouest du Gondwana au Mésozoïque

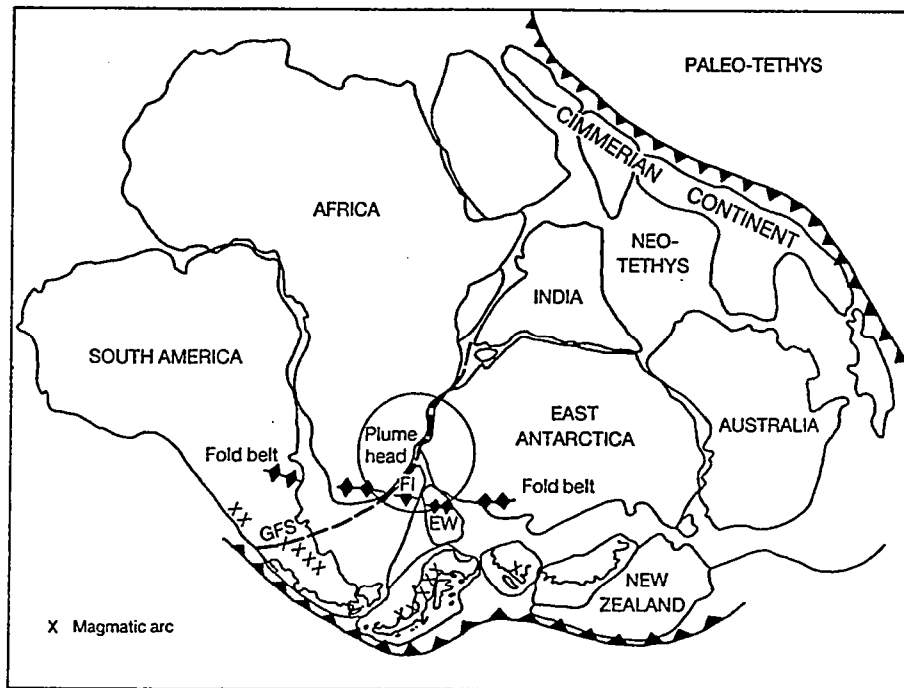
Suite à la phase de déformation compressive qui affecte la bordure sud-ouest du Gondwana jusqu'au Paléozoïque supérieur, un changement de régime se produit pendant le Mésozoïque inférieur pour aboutir à un régime extensif bien établi à partir du Trias supérieur (Fig. II.8). Cette extension conduit probablement à la dislocation du super-continent (Ulina & Biddle, 1988). De nombreux grabens et hémi-grabens, à présent orientés NNO, se développent le long de la bordure occidentale de l'Argentine et plus particulièrement en Patagonie (Fig. II.9; Ulina *et al.*, 1989). Ces grabens affectent le craton métamorphique, les terrains accrétés et l'arc magmatique résultant de l'orogénèse gondwanienne. L'héritage structural paléozoïque a probablement fortement contrôlé le développement et l'orientation du réseau de failles normales mésozoïques (Ulina & Biddle, 1988; Ulina *et al.*, 1989; Ramos & Kay, 1992; Urie *et al.*, 1995).

Pendant le Trias, la plate-forme continentale patagonienne est le siège d'une sédimentation lacustre et fluviale discordante sur le Paléozoïque; la répartition des sédiments est limitée aux dépressions majeures formées par les premiers stades du rifting (Franchi *et al.*, 1989). Le rifting et la sédimentation triasique, qui sont en fait essentiellement localisés dans le bassin des Malouines (Ulina *et al.*, 1989), marquent le début de la subsidence et de la naissance des principaux bassins de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud (Fig. II.9). Cette sédimentation triasique se retrouve de manière plus abondante dans le NO argentin où l'extension de la bordure du continent est la plus importante à cette époque (Fig. II.9; von Gosen, 1995).

Les figures II.9 et II.10 montrent que la dislocation du Gondwana débute véritablement au Jurassique moyen (Lawver *et al.*, 1991) après une période de déformation extensive de plus de 50 Ma. Ce stade s'accompagne de l'ouverture de la Mer de Weddell qui résulte de la séparation de la Péninsule Antarctique, de l'Antarctique Est, de l'Afrique et de l'Amérique du Sud (Fig. II.10a). A cette époque, la Péninsule Antarctique est toujours connectée à l'Amérique du Sud (Dalziel & Elliot, 1973; de Wit, 1977).

Du Trias supérieur au Jurassique supérieur, une activité volcanique acide très étendue est associée à la déformation extensive qui affecte l'extrémité australe de l'Amérique du Sud (Bruhn *et al.*, 1978; Gust *et al.*, 1985). Cet épisode volcanique est représenté par la formation Tobífera (également appelée complexe El Quemado, groupe Chon Aike ou groupe Lonco Trapial) qui est constituée de séries volcanoclastiques acides incluant essentiellement des ignimbrites et des rhyolites (Thomas, 1949; Bruhn *et al.*,

a)



b)

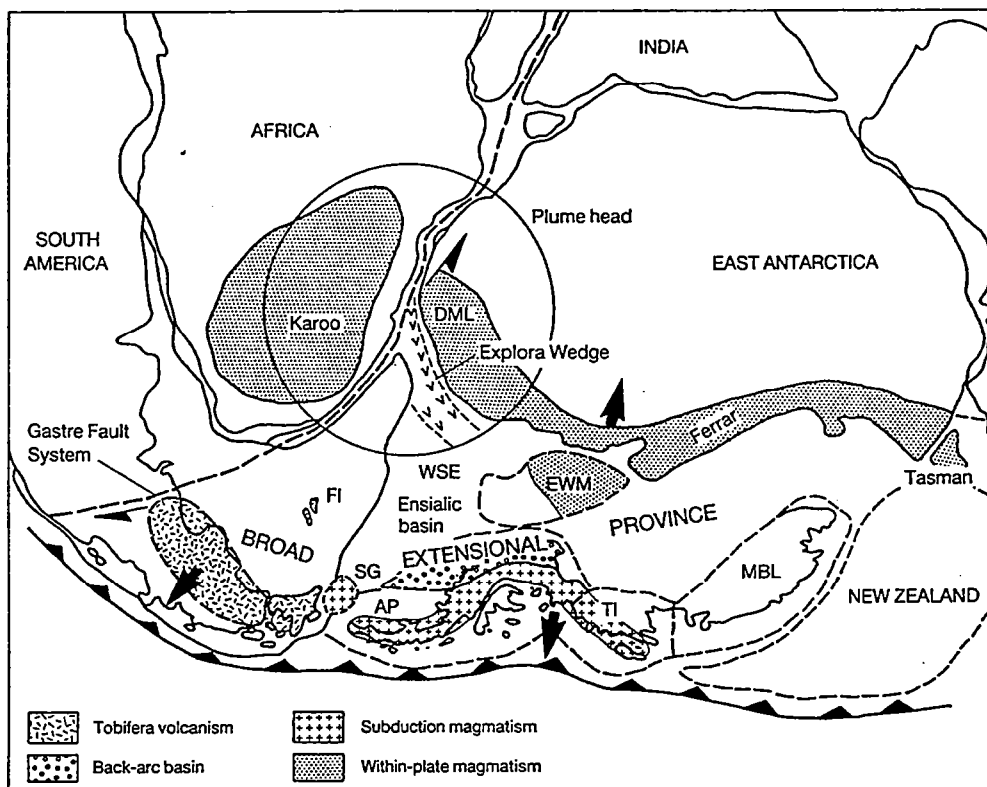
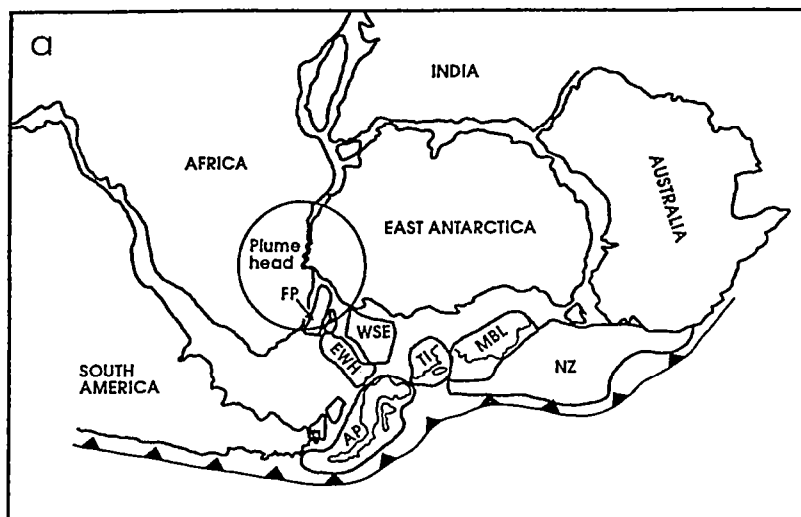


Figure II.8. a) Reconstruction du Gondwana anté-dislocation (Trias supérieur - Jurassique inférieur) illustrant la localisation de la chaîne Gondwanide (losanges noirs), l'emplacement du point chaud (cercle noir) et de la Faille de Gastre (GFS) également appelée zone de fracture Aguhlas-Falkland (AFFZ). L'abréviation FI correspond aux îles Malouines (Falkland Islands) dans leur position d'après Adie (1952) et Mitchell *et al.* (1986). Les croix localisent l'arc volcanique. **b)** Stade initial du rifting au Jurassique moyen. Les figurés correspondent aux différentes provinces magmatiques liées à la subduction le long de la marge sud (triangles noirs) et au point chaud (cercle noir). Les îles Malouines sont ici représentées dans leur position actuelle sur le plateau continental sud-américain. (d'après Storey *et al.*, 1992).

a)

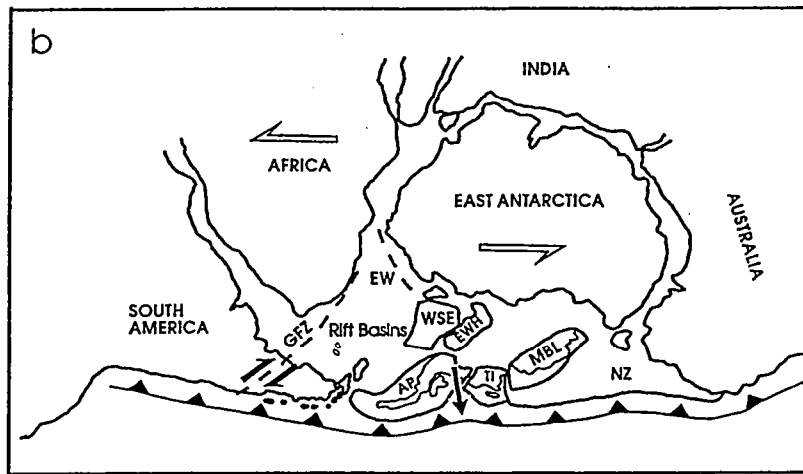


b)



Figure II.9. Contexte tectonique de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud anté-dislocation du Gondwana (220-200 Ma) a) Reconstruction paléogéographique (Storey *et al.*, 1996, modifié d'après Lawver *et al.*, 1992). Les microplaques représentées sont : le Plateau des Falkland (FP), la Péninsule Antarctique (AP), les Monts Ellsworth-Whitmore (EWM), l'Embryon de la Mer de Weddell (WSE), les Iles Thurston (TI), le bloc Marie Byrd (MBL) et la Nouvelle-Zélande (NZ). b) Localisation des structures extensives et du volcanisme associé affectant l'Amérique du Sud et l'Afrique du Sud (d'après Uliana *et al.*, 1989). L'orientation des rifts est probablement liée à un héritage structural paléozoïque.

a)



b)



Figure II.10. Contexte tectonique de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud au Jurassique moyen (170-140 Ma) a) Reconstruction paléogéographique (Storey *et al.*, 1996, modifié d'après Lawver *et al.*, 1992). Pour les abréviations se reporter à la figure II.9. b) Localisation des structures extensives et du volcanisme associé affectant l'Amérique du Sud et l'Afrique du Sud (d'après Uliana *et al.*, 1989). A partir de 170 Ma, le rifting orienté NNO, est associé à la mise en place de volcanisme acide (Formation Tobífera et Groupe Chon Aike). Les premiers rifts orientés NE, qui constitueront la limite entre les plaques Amérique du Sud et Afrique, s'initient.

1978; Franchi *et al.*, 1989; Gust *et al.*, 1985; Kay *et al.*, 1989; Storey *et al.*, 1992; Rapela & Pankhurst, 1992; Pankhurst & Rapela, 1995). Cette formation couvre l'ensemble de la Patagonie incluant les bassins de Magellan et des Malouines (Gust *et al.*, 1985), elle constituera le "socle" de ces bassins. Comme pendant le Trias, les structures extensives majeures sont orientées NNO (Fig. II.10; Uliana *et al.*, 1989; Urien *et al.*, 1995; Corbella *et al.*, 1996). Les roches volcanoclastiques de la formation Tobífera qui se mettent en place pendant l'extension, combleront la majeure partie des grabens et hémigrabens. L'épisode volcanique acide prend fin au Jurassique supérieur. Pendant le Jurassique, le rifting s'étend vers le NE et initie l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (Fig. II.11).

Mécanismes de dispersion, modèles de dislocation

L'origine de l'extension triasique qui affecte la bordure sud-ouest du Gondwana est toujours débattue. La relaxation post-orogénique de la chaîne Gondwanide pourrait avoir joué un rôle dans le régime extensif (Storey, 1993). De plus, les stades initiaux du rifting triasique coïncident avec des changements importants des conditions de subduction le long de la marge NE du super-continent au niveau de l'océan paléo-Téthys (Figs. II.4 et II.8a; Storey *et al.*, 1992; Rapela & Pankhurst, 1992; Storey, 1993).

La présence d'un point chaud au niveau de la province Karoo-Tasman aux alentours de 195 Ma (Fig. II.8; Cox, 1992; Elliot, 1992; Storey, 1993) a probablement aminci la croûte continentale gondwanienne et les effets de tension résultant ont dû fortement contribuer à la dispersion du super-continent (Storey *et al.*, 1992; Storey, 1993). La présence du point chaud et le flux thermique associé qui affecte la croûte ont probablement contribué à la mise en place du volcanisme acide (formation Tobífera) en Patagonie, dont l'origine est liée à des processus d'anatexie crustale (Fig. II.8, Bruhn *et al.*, 1978; Rapela & Pankhurst, 1992; Storey *et al.*, 1992; Pankhurst & Rapela, 1995).

La dislocation du Gondwana se produit essentiellement le long des zones de faiblesse pré-mésozoïques qui sont soulignées par les marges de bassins permo-triasiques (Visser, 1992). De plus, la zone de suture de la subduction paléozoïque supérieur entre le Gondwana et la Patagonie a pu représenter une zone privilégiée pour le développement de la transformante Aghulas-Falkland (de la Rue Winter, 1984; Ramos, 1986), dont le prolongement en Patagonie porte le nom de Gastre Fault System (GFS, Fig. II.8).

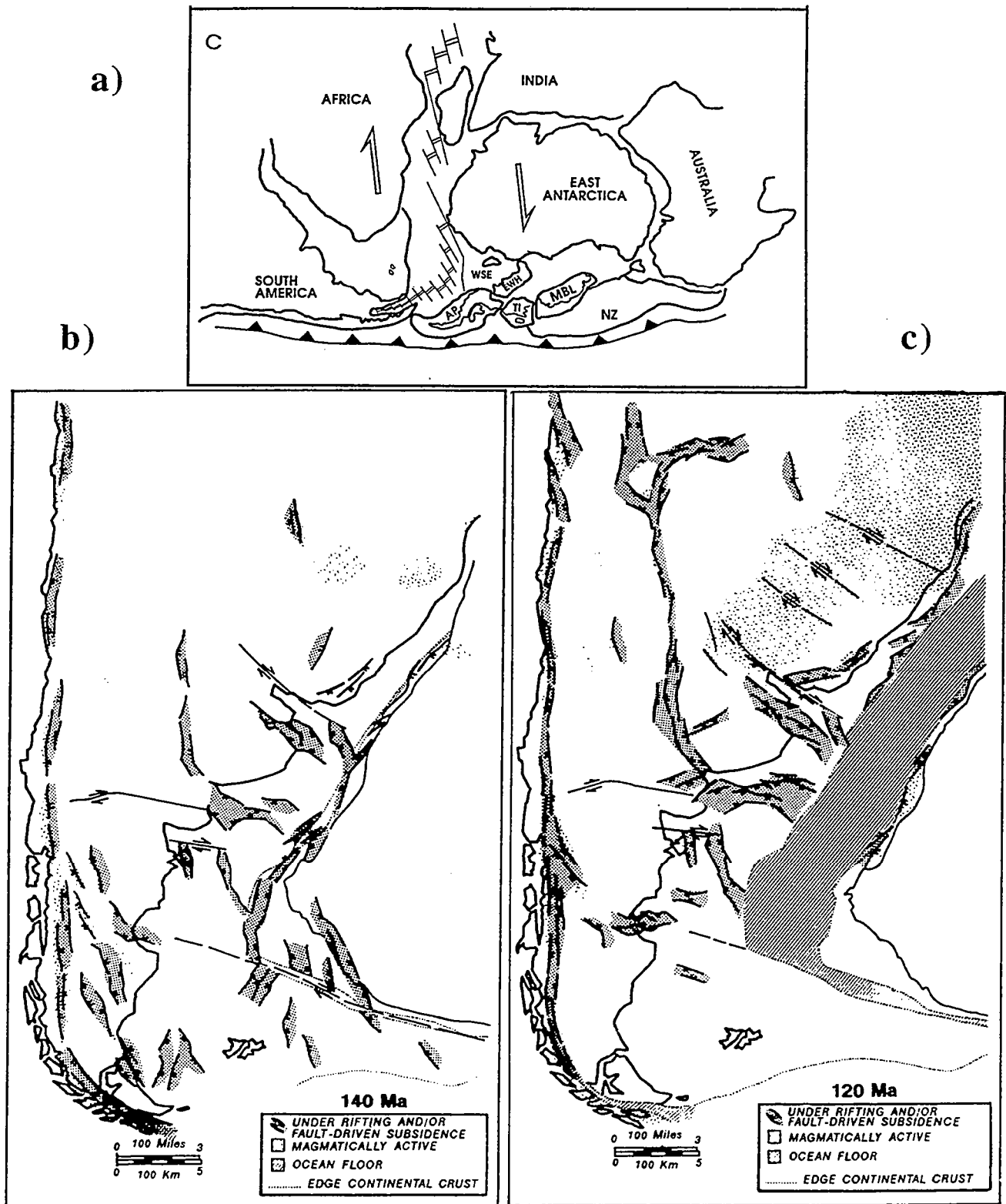


Figure II.11. Contexte tectonique de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud du Jurassique supérieur (140 Ma) et au Crétacé inférieur (120 Ma) lors des premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique Sud a) Reconstruction paléogéographique (Storey *et al.*, 1996, modifié d'après Lawver *et al.*, 1992). Pour les abréviations se reporter à la figure II.9. b) et c) Localisation des structures extensives et du volcanisme associé affectant l'Amérique du Sud et l'Afrique du Sud à 140 Ma et 120 Ma (d'après Uliana *et al.*, 1989). A ce stade, la Mer de Weddell et le bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes sont déjà ouverts. A 140 Ma, le rifting NE entre l'Amérique du Sud et l'Afrique se poursuit. A 120 Ma, l'océan Atlantique est ouvert, les structures extensives et le volcanisme associé migrent vers le Nord en Amérique du Sud.

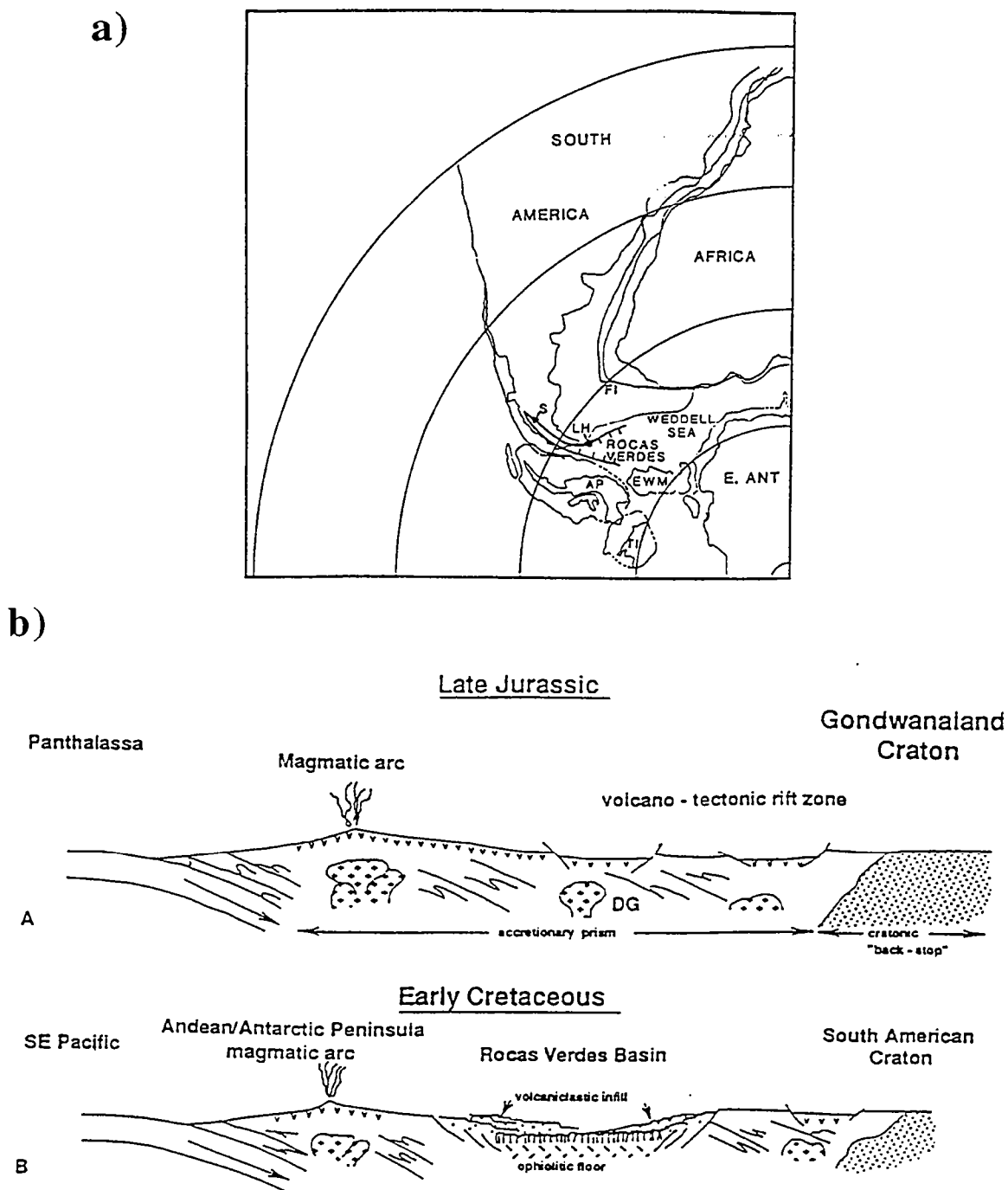


Figure II.12. a. Localisation du bassin marginal d'arrière arc Rocas Verdes le long de la bordure occidentale du continent Amérique du Sud. Le bassin s'élargit progressivement du NO au SE et est connecté à la Mer de Weddell qui se développe entre l'Amérique du Sud, l'Afrique, la Péninsule Antarctique et l'Antarctique Est. **b.** Schémas montrant le passage de l'extension continentale (Jurassique supérieur) à l'océanisation (Crétacé inférieur) du bassin marginal d'arrière arc (d'après Mukasa & Dalziel, 1996).

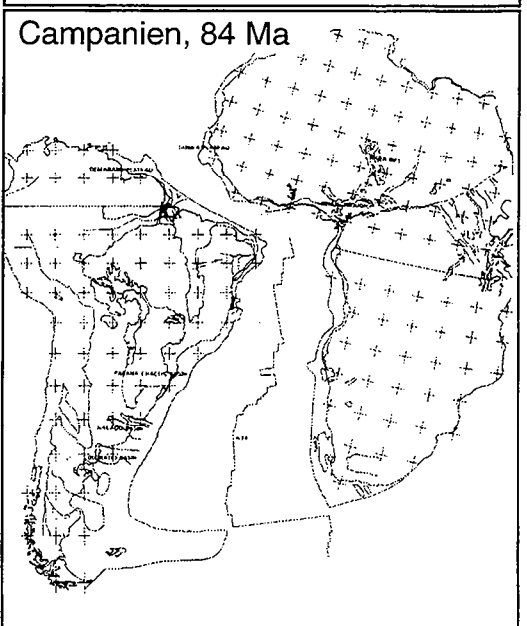
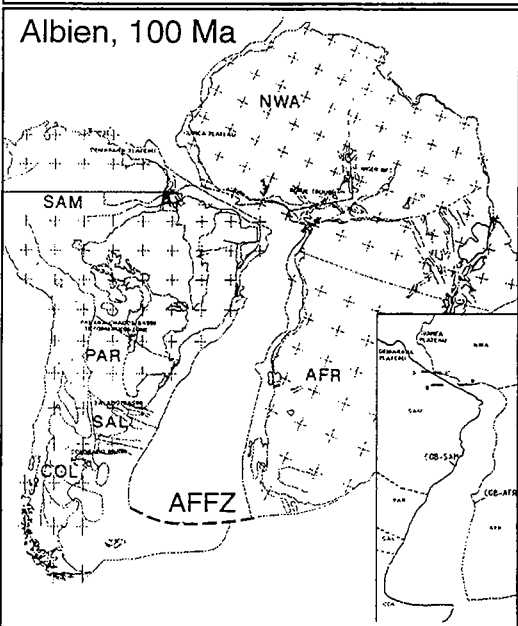
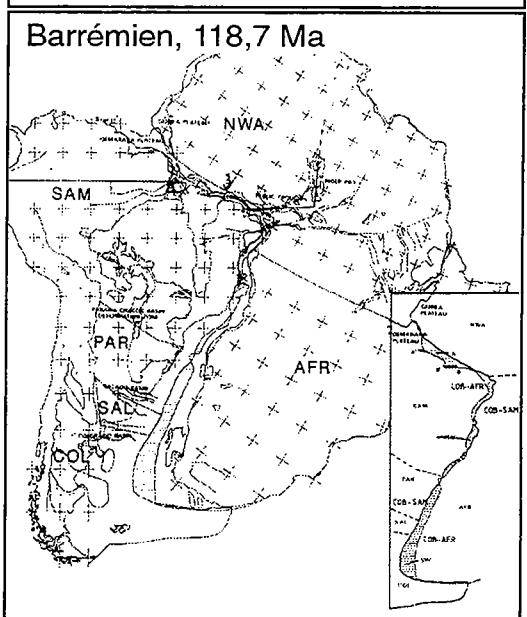
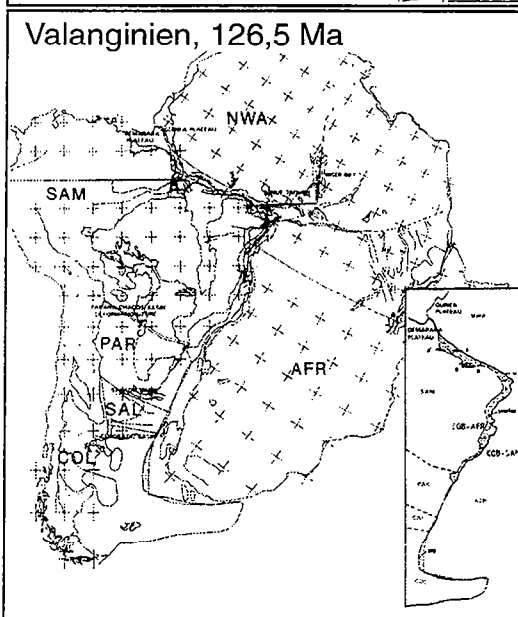
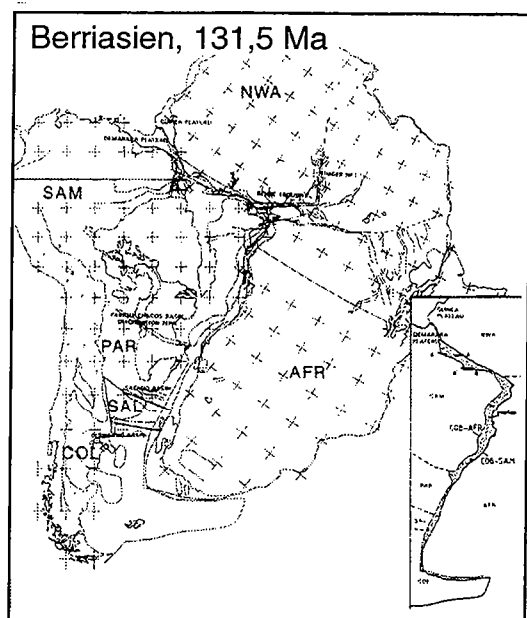
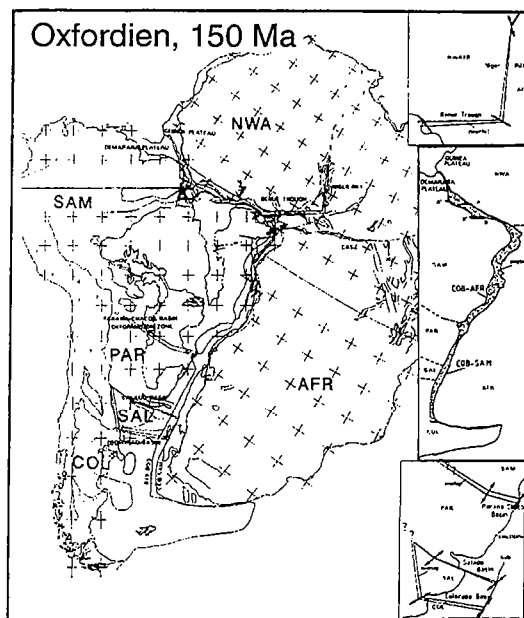


Figure II.13. Cinématique de l'ouverture de l'océan Atlantique sud. SAM : craton sud américain, PAR : craton Paraná, SAL : zone de Salado, COL : zone de Colorado, NWA : craton ouest africain, AFR : plaque africain (d'après Nürnberg and Müller, 1991). La ligne pointillée souligne la zone de fracture Aghulas-Falkland (AFFZ).

II.2.2. Développement du bassin marginal Rocas Verdes

Lors de l'extension triasique - jurassique qui affecte l'ensemble de la Patagonie, la bordure sud-ouest du Gondwana se trouve également en contexte extensif lié à la subduction qui se produit le long de la marge (Fig. II.11; de Wit, 1977; Dalziel, 1981). Ce contexte va conduire au développement d'un bassin marginal d'arrière-arc : le bassin Rocas Verdes (Dalziel *et al.*, 1974; Dalziel & Brown, 1989; Dalziel, 1981; Lawver *et al.*, 1991). Ce bassin marginal, situé entre un arc magmatique et la plate-forme continentale, est connecté à son extrémité SE avec la Mer de Weddell (Fig. II.12; Gust *et al.*, 1985; Grunow *et al.*, 1987; Uliana *et al.*, 1989; Mukasa & Dalziel, 1996).

La présence de ce bassin marginal d'arrière-arc est confirmée par les complexes ophiolitiques (Sarmiento, Tortuga) intégrés actuellement à la cordillère principale (Dalziel *et al.*, 1974; de Wit, 1977; Bruhn, 1979; Dalziel & Palmer, 1979; Dalziel, 1981; de Wit & Stern, 1981). Ces complexes, situés respectivement à 51-52°S et 55°S, présentent quelques différences; au Nord, le complexe de Sarmiento, long d'une centaine de kilomètres, est constitué de croûte continentale partiellement intrudée par des magmas basiques, tandis qu'au Sud, le complexe de Tortuga présente des affinités de type croûte océanique beaucoup plus marquées (Dalziel *et al.*, 1974; de Wit & Stern, 1981). Ces variations sont attribuées à un degré d'extension crustale et d'océanisation croissantes vers le Sud (de Wit & Stern, 1981).

Les âges Rb/Sr et U/Pb obtenus sur les ophiolites présentes dans la cordillère indiquent que le bassin Rocas Verdes s'est développé à partir du Jurassique supérieur (Stern *et al.*, 1991, 1992; Mukasa & Dalziel, 1996). Son ouverture s'est poursuivie jusqu'au Crétacé inférieur où il a atteint sa largeur maximale (Fig. II.12). Cette largeur reste mal connue mais elle est estimée aux alentours de 100 à 150 km (Bruhn & Dalziel, 1977; Bruhn, 1979; Mpodozis & Ramos, 1989).

II.2.3. Ouverture de l'océan Atlantique Sud

La phase extensive mésozoïque qui affecte l'ensemble de la bordure sud-ouest du Gondwana conduit à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud au cours du Crétacé. Cet océan s'ouvre de manière diachrone le long de trois segments (du Nord au Sud : équatorial, tropical et austral) limités par des discontinuités structurales panafricaines situées de part et d'autre du craton congolais au Protérozoïque (Fig. II.1; Popoff, 1988). Le segment austral est le premier à s'ouvrir entre le Valanginien et le Barrémien, le segment tropical s'ouvre du Barrémien à l'Albien et il faut attendre l'Albien supérieur pour que le segment équatorial s'océanise et que les océans Atlantique Sud et Central soient connectés (Fig. II.13).

Ainsi, au Sud, la plus ancienne anomalie magnétique reconnue sur le plancher océanique est datée à 135 Ma (Rabinowitz & Labrecque, 1979; Nürnberg & Müller, 1991). Dans les bassins situés sur les plates-formes continentales sud-américaine et africaine, le passage entre la phase de rifting continental et la phase d'océanisation est également marqué dans l'enregistrement sédimentaire par une discordance majeure (Fouché *et al.*, 1992; Van der Merwe & Fouché, 1992; Ben-Avraham *et al.*, 1993). Dans le Sud, cette discordance est datée à 126 Ma (Valanginien moyen). On la retrouve tout le long des marges atlantiques avec un rajeunissement progressif vers le Nord (Popoff, 1988).

Si l'ouverture du segment austral s'initie aux alentours de 135 Ma, l'Amérique du Sud et l'Afrique restent néanmoins connectées jusqu'à 104 Ma par l'intermédiaire de la faille transformante Aghulas-Falkland qui limite la bordure nord du plateau des Malouines (Fig. II.13; Lawver *et al.*, 1985).

Cinématique

Des variations de vitesse et de direction d'ouverture subdivisent l'histoire de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud en trois périodes majeures (Fig. II.14) :

(1) de 130 à 105 Ma (Valanginien moyen - Aptien), l'ouverture se propage vers le Nord et la vitesse moyenne est relativement faible : 2,5 à 3 cm/an (Dickson *et al.*, 1968; Unternehr *et al.*, 1988; Nürnberg & Müller, 1991).

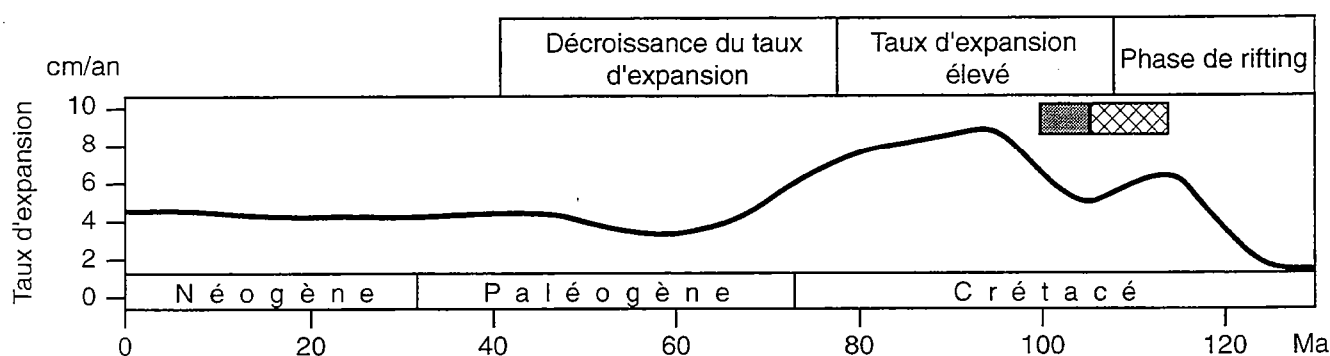


Figure II.14. Estimations des taux d'expansion de la croûte océanique au niveau de la dorsale atlantique en fonction du temps (sur la base des anomalies magnétiques, d'après Dickson *et al.*, 1968). Le changement de pôle de rotation se produit aux alentours de 110 Ma (quadrillage). Le rectangle gris marque le début de connexion entre les océans Atlantique Sud et Central (modifié d'après Urreiztieta, 1995).

(2) de 105 à 80 Ma (Aptien - Campanien moyen), la vitesse d'ouverture atteint une valeur de 9 cm/an. Cette augmentation est liée à une variation du pôle de rotation de la plaque Amérique du Sud (Rabinowitz & Labrecque, 1979; Unternehr *et al.*, 1988) et à la séparation définitive de l'Amérique du Sud et de l'Afrique.

(3) de 80 Ma à l'actuel, une réorganisation majeure des plaques se produit, impliquant une décroissance significative de la vitesse d'ouverture qui est comprise entre 4 et 5 cm/an. Durant le Néogène, de légères variations du pôle de rotation se produisent également (Unternehr *et al.*, 1988).

I.2.4. Bilan

En Patagonie, le régime extensif persiste du Trias (230 Ma) jusqu'à la fin du Crétacé inférieur (90 Ma). Pendant cet intervalle, la subsidence tectonique liée au rifting et la subsidence thermique permettent le développement de bassins sédimentaires orientés NNO (Urien *et al.*, 1981; Biddle *et al.*, 1986; Uliana *et al.*, 1989; Urien & Zambrano, 1991).

Trois grandes provinces magmatiques peuvent être définies pendant cette période extensive : (1) l'arc volcanique calco-alcalin patagonien le long de la bordure occidentale du continent sud-américain, (2) la Patagonie affectée par le volcanisme acide de la formation Tobífera, et (3) le bassin Rocas Verdes dont la base est constituée de basaltes tholéïtiques et de gabbros.

L'ouverture de l'océan Atlantique Sud pendant le Crétacé coïncide avec un changement majeur de la tectonique affectant la Patagonie. L'extension régionale diminue en intensité et l'activité volcanique acide s'arrête (Uliana & Biddle, 1988). Néanmoins, le développement de failles normales est toujours actif le long de l'arc magmatique sur la bordure occidentale, indiquant un régime extensif arrière-arc.

La période d'expansion maximale au niveau de la dorsale océanique atlantique se situe entre 100 et 80 Ma, ce qui correspond au début de la compression andine le long de la bordure occidentale du continent sud-américain.

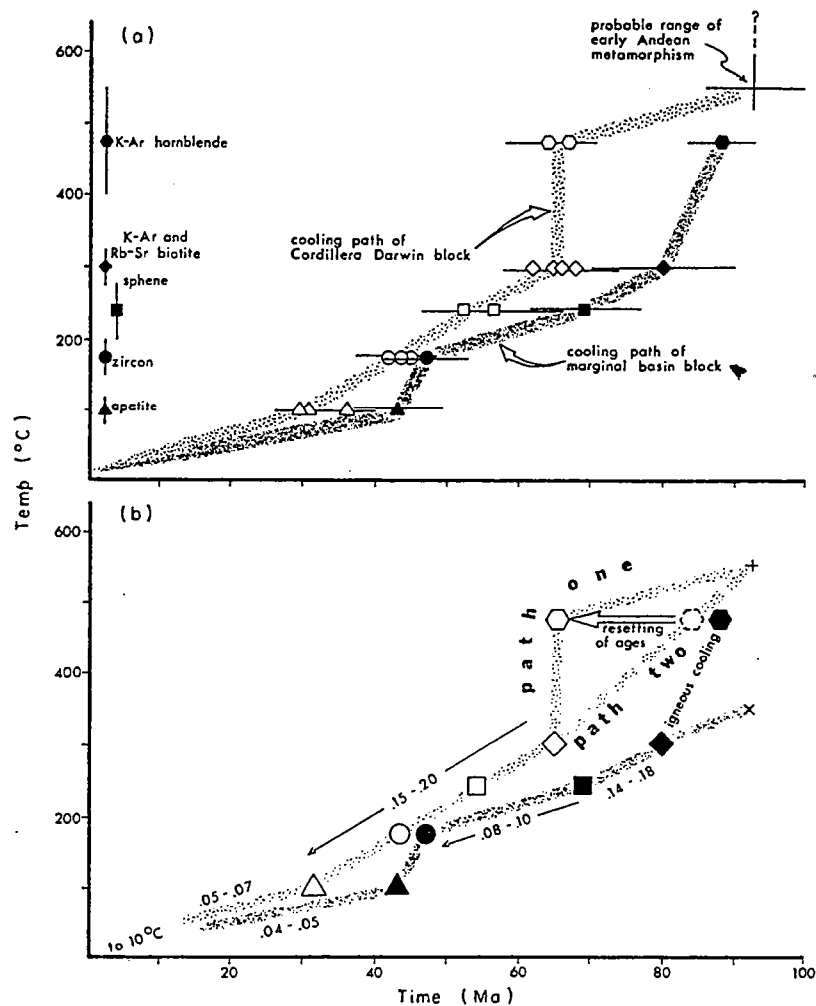


FIG. 2. Closing temperature/time (age) plot of geochronological data from the south-central portion of the Cordillera Darwin. (a) Plot of actual data showing the Cretaceous to present cooling paths of the Cordillera Darwin and marginal basin (back-arc or Rocas Verdes) blocks. Uncertainty of ages (2σ) shown by horizontal bars and of cooling temperatures shown on left by vertical bars. K-Ar and Rb-Sr data are from Halpern (1973; Table 1); fission track data are from localities SB-12, NB-72, -76, -88, PIA-57, -66, -70 (Table 2). (b) Uplift paths interpreted from cooling histories in (a). Open and closed symbols represent visual averages of data from the Cordillera Darwin and Rocas Verdes blocks, respectively. Values along paths are uplift rates in mm/y. Path two (dashed) for the Cordillera Darwin block represents gradual cooling from metamorphic conditions (shown by +), the K-Ar hornblende ages having been reset at a younger time as shown. Alternatively, path one represents slow uplift followed by a short period of very rapid uplift. The uplift history of the Rocas Verdes block probably extends back to a level in the crust represented by a maximum value of metamorphic conditions (shown by x), rather than following the cooling path which probably represents igneous cooling.

Figure II.15. Diagramme représentant l'histoire du refroidissement de la Cordillère Darwin (symboles blancs) et des ophiolites du bassin marginal d'arrière arc Rocas Verdes (symboles noirs). L'exhumation des ophiolites est antérieure à celle de la cordillère. La phase principale d'exhumation se produit au Crétacé supérieur pour la Cordillère Darwin. Le soulèvement pendant le Tertiaire est nettement moins rapide, particulièrement pendant le Néogène. Les chiffres le long des droites sur le diagramme du bas indiquent les vitesses de soulèvement en mm/an (d'après Nelson, 1982).

II.3. Histoire de la compression méso-cénozoïque dans les Andes australes - Évolution du bassin de Magellan

II.3.1. Fermeture du bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes

La fermeture du bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes débute à l'Albien (Dalziel *et al.*, 1974). Elle marque le passage d'un régime extensif d'arrière-arc (type Mariannes) à un régime compressif (type Chili). Cette fermeture coïncide avec des variations importantes des interactions entre différentes plaques : (1) changement du pôle de rotation de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique (Rabinowitz & Labrecque, 1979; Unternehr *et al.*, 1988), (2) augmentation importante du taux d'expansion de la dorsale de l'océan Atlantique Sud (Fig. II.14; Le Pichon & Hayes, 1971; Rabinowitz & Labrecque, 1979), et (3) rotation horaire de la Péninsule Antarctique par rapport à l'Amérique du Sud qui aboutit à une collision avec la Patagonie au Crétacé supérieur (Bruhn & Dalziel, 1977; Dalziel, 1981).

La fermeture du bassin Rocas Verdes est synchrone du début de la déformation compressive andine (Bruhn & Dalziel, 1977; Dalziel, 1981; Winslow, 1981) et du début du développement de l'orocline patagonien (cf. § I.3). Elle se poursuit pendant le Crétacé supérieur et se traduit par une translation vers l'Est et par une rotation anti-horaire de l'arc magmatique qui vient s'accréter à la plate-forme continentale sud-américaine (Dalziel *et al.*, 1973; Cunningham *et al.*, 1991). C'est au cours de cette période que les complexes ophiolitiques sont obductés et intégrés à la cordillère principale.

II.3.2. Soulèvement de la cordillère

A la fermeture du bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes, au cours du Crétacé supérieur, est associé le soulèvement de la cordillère le long de la bordure du continent. L'histoire du soulèvement de la cordillère a été reconstituée par l'étude du dôme métamorphique de la Cordillère Darwin. L'intérêt particulier porté à ce dôme résulte du fait qu'il constitue le seul affleurement connu de roches métamorphisées dans le faciès amphibolite exhumé pendant l'orogénèse andine dans la cordillère des Andes au Sud de l'équateur. Darwin (1844) en a effectué les premières descriptions. Kranck (1932) a décrit la pétrographie des roches de la partie ouest du complexe. Les études plus récentes, basées sur la présence ou non de grenats, ont permis de distinguer des zones de haut grade et de bas grade métamorphique (Nelson *et al.*, 1980).

Sur la base de données de traces de fission et d'âges radiochronologiques, Nelson (1982) retrace l'histoire du refroidissement et du soulèvement différentiel du dôme

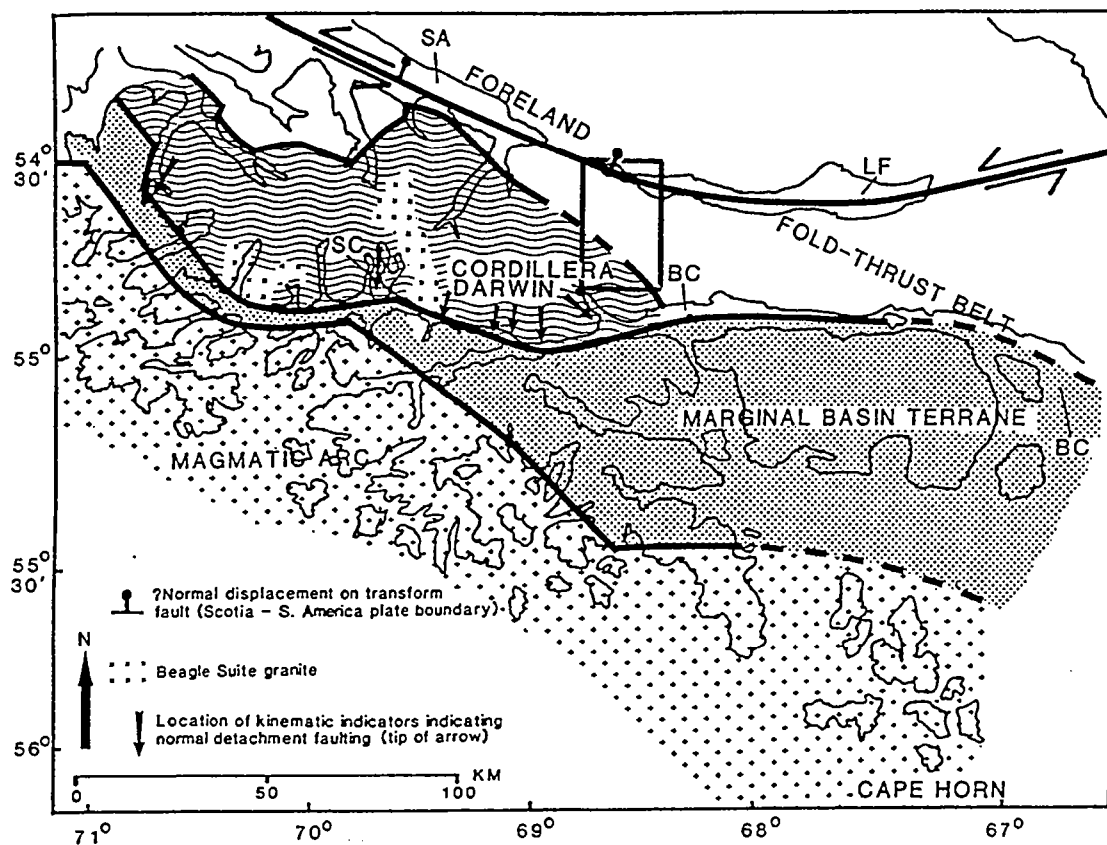


Figure II.16. Modèle d'exhumation de la Cordillère Darwin le long d'un détachement E-W situé le long du lac Fagnano (LF). Le dôme métamorphique représenterait ainsi un *metamorphic core complex* (d'après Dalziel & Brown, 1989). Le rectangle noir localise le schéma structural de la figure II.17a. L'abréviation BC situe le canal de Beagle qui marque la frontière entre la cordillère principale et les vestiges du bassin marginal d'arrière arc Rocas Verdes.

métamorphique la Cordillère Darwin et du bassin marginal Rocas Verdes (Fig. II.15). Le soulèvement du bassin Rocas Verdes se produit avant celui de la Cordillère Darwin et à un taux plus lent. La phase principale de soulèvement de la cordillère a lieu au cours du Crétacé supérieur (Fig. II.15; Nelson *et al.*, 1980). Pendant le Paléogène, le soulèvement se poursuit mais à une vitesse beaucoup plus faible (0,15 - 0,20 mm/an); il se termine pendant le Néogène à une vitesse comprise entre 0,05 et 0,07 mm/an.

Des études plus récentes sur les conditions de pression et de température ont confirmé un métamorphisme en faciès amphibolite pour la Cordillère Darwin (Kohn, 1991; Kohn *et al.*, 1993). Associées à des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du dôme métamorphique (Kohn *et al.*, 1995), elles confirment une phase principale d'exhumation, comprise entre 90 et 70 Ma, à des vitesses de l'ordre du millimètre par an. L'histoire cénozoïque du soulèvement est peu différente de celle proposée par Nelson (1982).

Modèles d'exhumation de la Cordillère Darwin

Pour Dalziel et Brown (1989), le soulèvement de la Cordillère Darwin correspondrait à la mise en place d'un *metamorphic core complex* le long d'un détachement, orienté E-O et située au Nord de la cordillère au niveau du lac Fagnano (LF, Fig. II.16), associée à une importante dénudation tectonique.

Cependant, des travaux récents le long de la bordure nord de la Cordillère Darwin montrent clairement un contact chevauchant à vergence NNE entre le coeur métamorphique et les séries mésozoïques sous-jacentes (Fig. II.17a; Klepeis, 1993, 1994a). D'autre part, la majorité des linéations d'étirement mesurées dans ce secteur plongent vers le SO ou le SSO (Fig. II.17a; Klepeis, 1994a). Ces directions de plongement des linéations d'étirement se retrouvent d'ailleurs à l'échelle régionale et non pas uniquement dans ce secteur de la cordillère (Bruhn, 1979). Klepeis (1994a) propose ainsi un soulèvement de la cordillère par le simple biais de chevauchements de socle à vergence NNE (Fig. II.17b).

Cunningham (1995) propose un modèle d'exhumation lié à une obduction avortée du bassin marginal d'arrière arc Rocas Verdes (Fig. II.18). Dans un stade précoce, la fermeture du bassin marginal est associée à une composante décrochante senestre et le processus d'obduction s'initie. La marge NE du bassin marginal est affectée par une compression dès 120 Ma. Ce processus se poursuit jusqu'aux environs de 90-80 Ma avec une migration du front de déformation vers le NE. A 80 Ma, la séparation du panneau plongeant de la lithosphère continentale provoque un rebond isostatique et une exhumation rapide de la Cordillère Darwin associée à une dénudation tectonique.

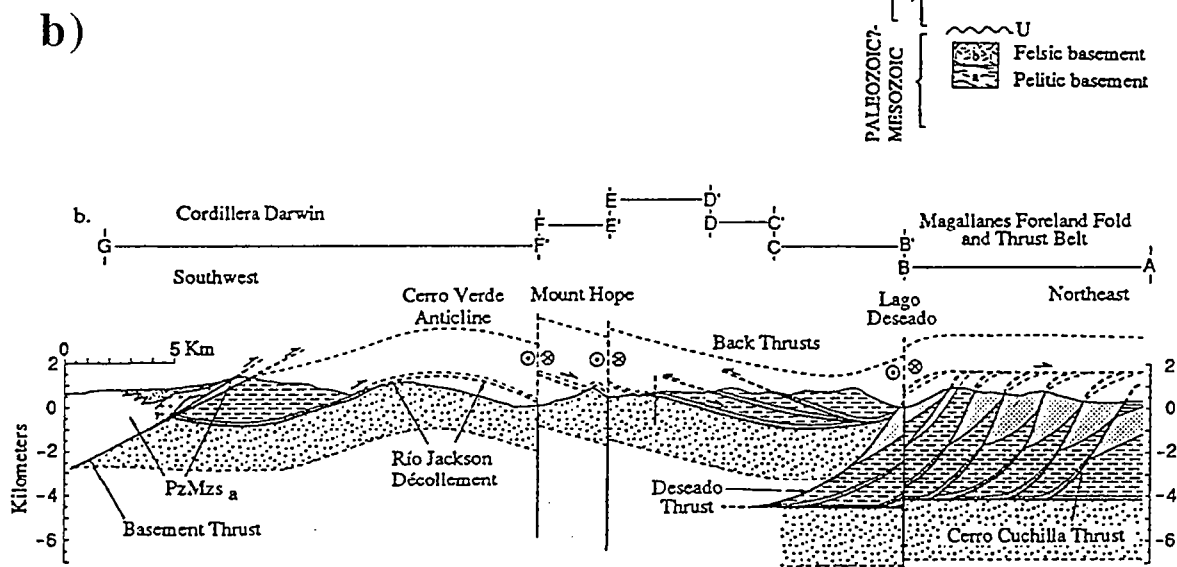
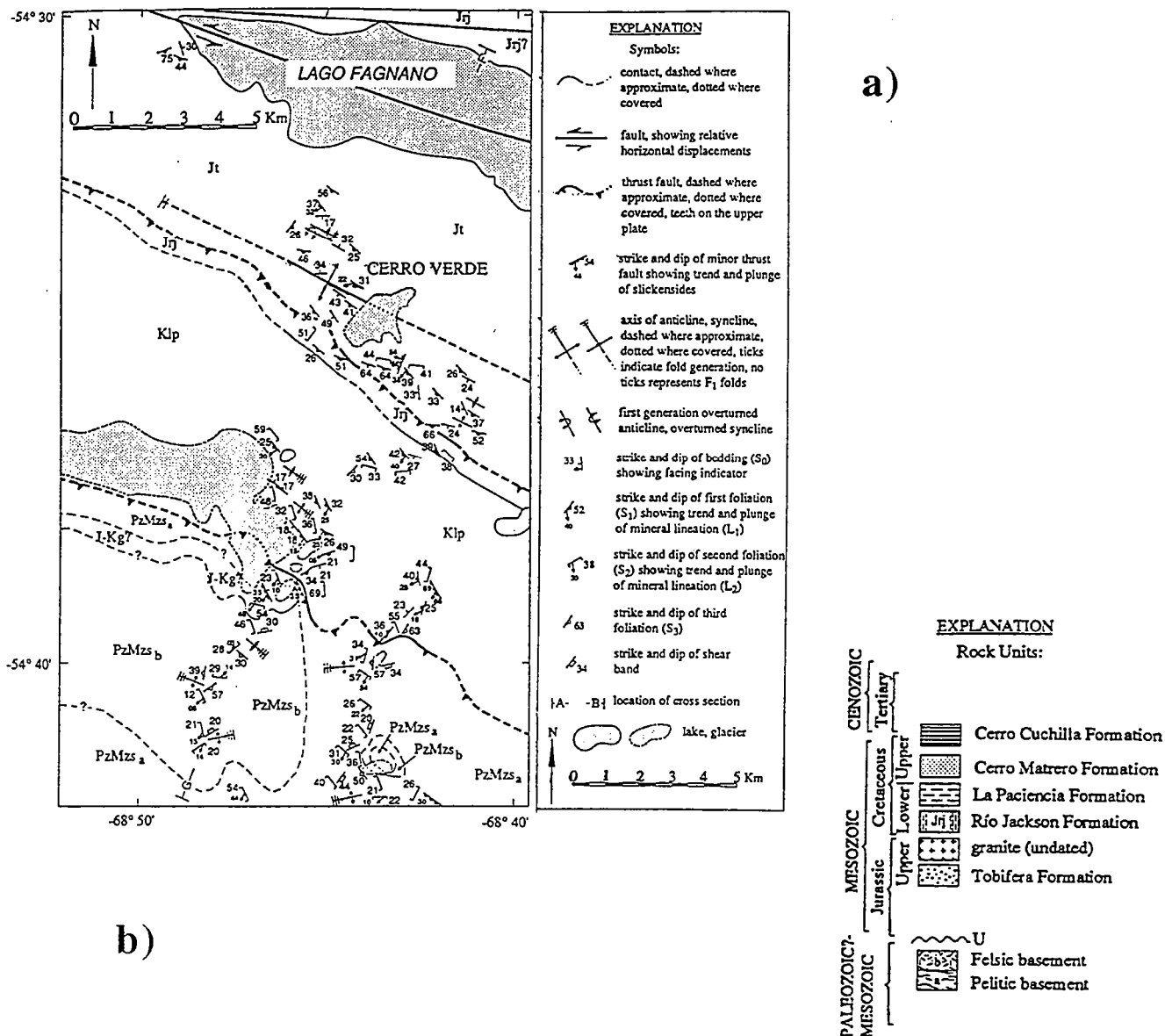


Figure II.17. a. Carte structurale entre le Nord du dome métamorphique de la Cordillère Darwin et la pointe Est du lac Fagnano (pour une localisation précise, se référer à la figure II.16). **b.** Coupe SSW-NNE depuis le dome métamorphique (PzMzs) jusqu'à la ceinture d'avant-pays plissée du bassin de Magellan. Le lac Fagnano se situe au niveau du Mount Hope. (d'après Klepeis, 1994a).

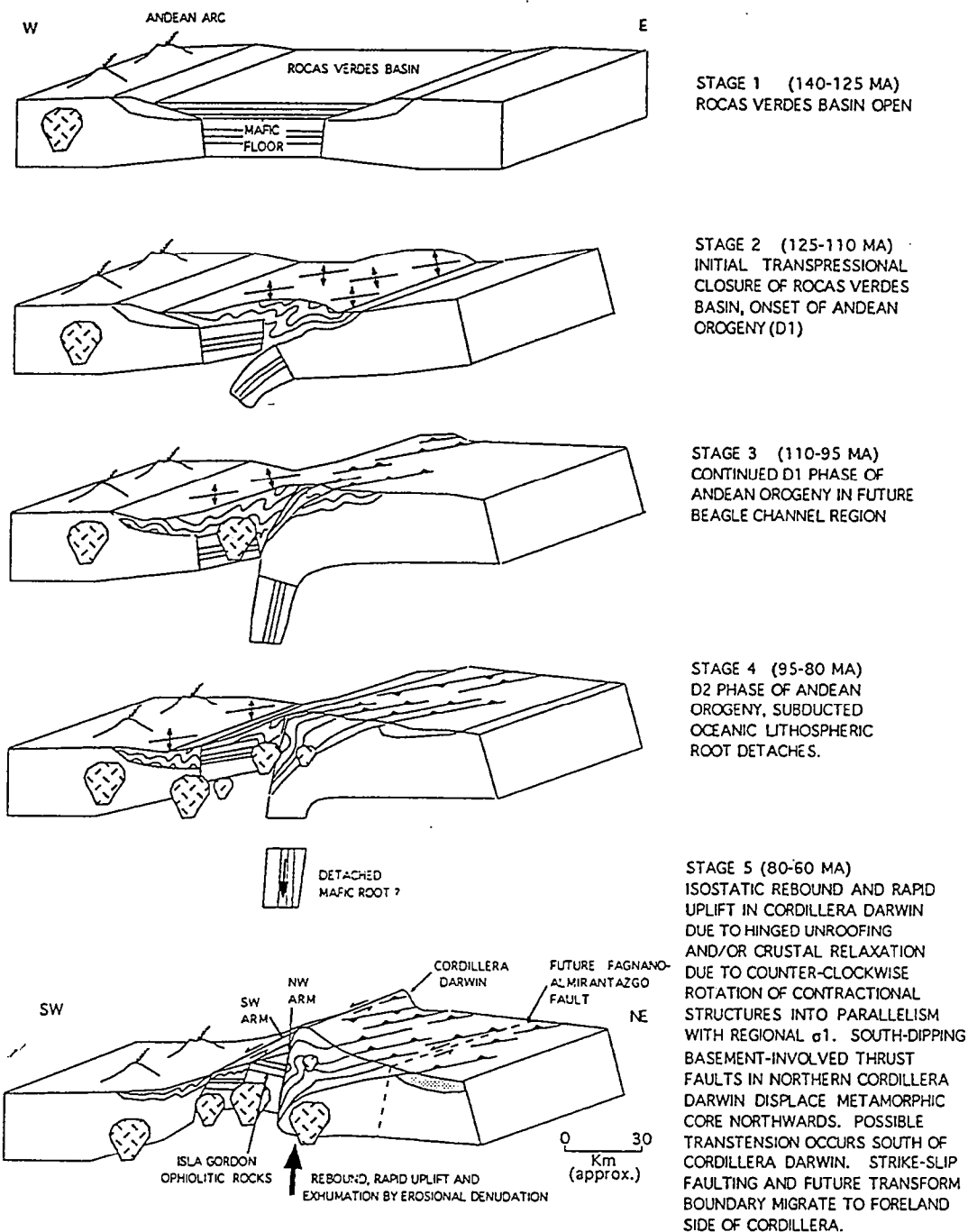
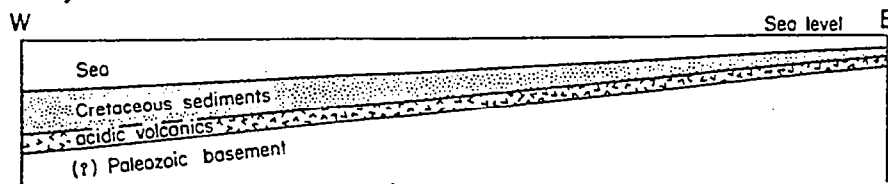


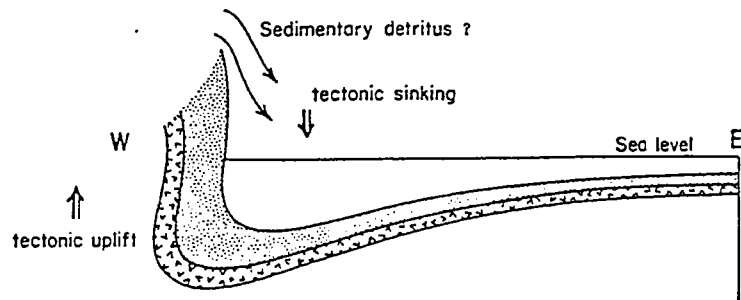
Fig. 16. Five stage orogenic model for Cordillera Darwin during 140–60 Ma. Model incorporates hinged unroofing concept of Selverstone et al. (1992) and Okal and Sengör (1992) and evidence for continental rotation in the southernmost Andes (Cunningham, 1993a). Oroclinal bending of the region is not shown, but is indicated by E–W directions in stage 1 that are SW–NE by stage 5. Plutons intruding during stages 4 and 5 represent Beagle Granite suite. Original width of the Rocas Verdes Basin is unknown.

Figure II.18. Modèle d'évolution de la Cordillère Darwin entre 140 et 60 Ma (d'après Cunningham, 1995). Stade 1 (140-125 Ma) : le bassin marginal Rocas Verdes est à son maximum de développement. Stade 2 (125-110 Ma) : début de fermeture du bassin marginal et de la déformation compressive andine associée à une composante décrochante senestre. Stade 3 (110-95 Ma) : la déformation andine se propage vers le NNE. Stade 4 (95-80 Ma) : séparation du panneau plongeant du bassin marginal de la lithosphère océanique. Stade 5 (80-60 Ma) : rebond isostatique, soulèvement de la Cordillère Darwin et exhumation par dénudation tectonique. La composante décrochante senestre migre vers le bassin d'avant-pays de Magellan au NE.

A. Early Cretaceous



B. Mid-Cretaceous - Late Cretaceous



C. Earliest Tertiary

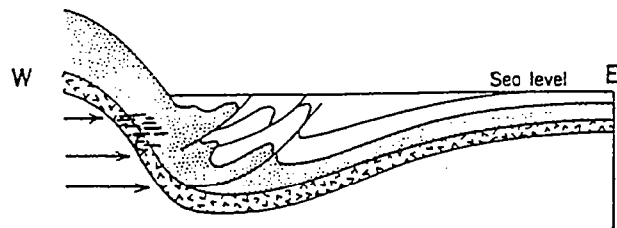


Figure II.19. Relations schématiques entre la tectonique andine et les conditions de sédimentation dans le bassin de Magellan. **a.** Au Crétacé inférieur, les sédiments se déposent sur une marge passive. **b.** Au Crétacé supérieur, le soulèvement de la cordillère entraîne un approfondissement brutal de la marge. **c.** Au Paléogène, les premiers chevauchements andins affectent le remplissage sédimentaire au front de la cordillère (d'après Dalziel & Palmer, 1979).

II.3.3. Implications sur la dynamique du bassin de Magellan

Dalziel et Palmer (1979) proposent que le début de la compression andine et le soulèvement de la Cordillère Darwin, qui sont associés à la fermeture du bassin marginal Rocas Verdes, entraînent un soulèvement relatif de plus de 5000 m de l'extrémité sud-ouest du bassin de Magellan par rapport au plateau continental au nord-est (Fig. II.19). Ce soulèvement coïncide d'autre part avec la mise en place de nombreux plutons au niveau de l'arc magmatique (Suárez, 1979; Aguirre, 1985).

Au Crétacé supérieur, le soulèvement de la cordillère correspond à une augmentation brutale du taux de subsidence du bassin de Magellan et à la mise en place des premiers flyschs (formations Punta Barrosa, Cerro Torro, etc.). Natland *et al.* (1974) décrivent un approfondissement de 500 à 1500 m dans la partie centrale du bassin pendant cette période. Dans ce secteur, outre les flyschs, l'un des premiers enregistrements sédimentaires de la compression andine est la mise en place de conglomérats dérivés de la cordillère, datés au Cénomanién (Winslow, 1982; Wilson, 1983, 1991).

A partir du Cénozoïque, le bassin de Magellan commence à être affecté par une série de chevauchements tégumentaires en séquence qui se propagent progressivement vers le NE (Fig. II.19; Dalziel & Palmer, 1979; Winslow, 1981, 1982; Dott *et al.*, 1982; Alvarez-Marrón *et al.*, 1993). L'ensemble du bassin de Magellan est affecté par ces chevauchements tégumentaires qui forment l'actuelle ceinture d'avant-pays plissée du NO au SE.

Déformation tégumentaire dans le bassin de Magellan

La figure II.20 présente plusieurs coupes réalisées dans différents secteurs de la ceinture plissée. En Terre de Feu chilienne, deux coupes SSO-NNE montrent le style de déformation au front de la Cordillère Darwin (Fig. II.20a; Alvarez-Marrón *et al.*, 1993). La majeure partie des chevauchements affectant les séries méso-cénozoïques s'enracinent dans les séries du Crétacé inférieur qui constituent un niveau de décollement majeur dans le bassin (Biddle *et al.*, 1986; Alvarez-Marrón *et al.*, 1993). Sous ce niveau de décollement, aucune réactivation du socle n'est observée vers l'avant-pays. Cependant des écailles de la formation volcanoclastique jurassique Tobífera sont impliquées dans la série de duplex présente au front de la cordillère. Sur la base de ces coupes, Alvarez-Marrón *et al.* (1993) ont calculé un raccourcissement régional de l'ordre de 30 km, soit un taux d'environ 60%.

Vers le NE dans l'avant-pays en Terre de Feu argentine, le pointé d'une ligne sismique SO-NE montre un style de déformation très similaire (Fig. II.20b; Cagnolatti *et al.*, 1987). Les chevauchements s'enracinent toujours dans les séries du Crétacé mais

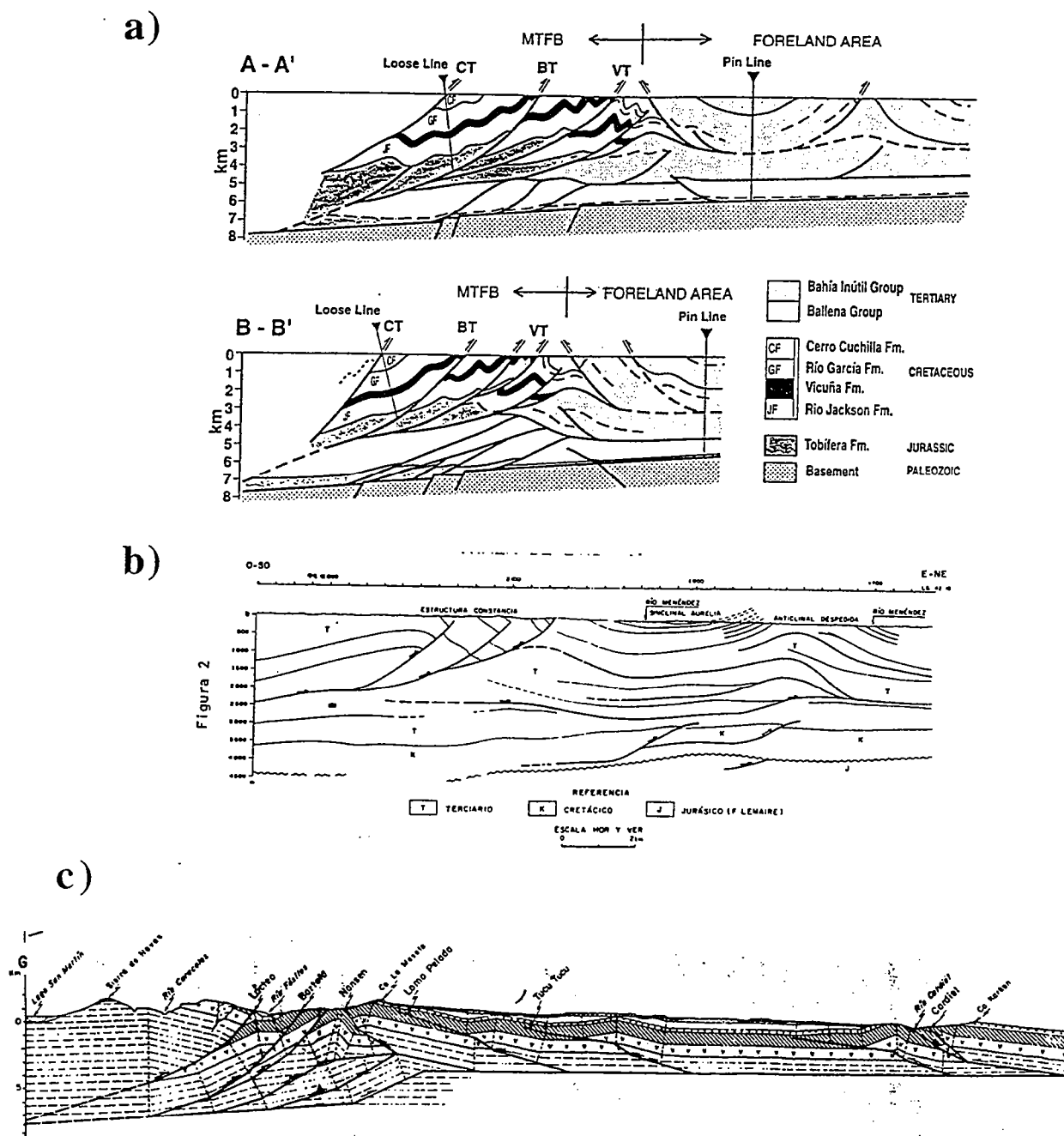


Figure II.20. a. Coupes SSW-NNE réalisées sur la base de données de sismique réflexion pétrolière au front de la Cordillère Darwin en Terre de Feu chilienne (d'après Alvarez-Marrón *et al.*, 1993). Les chevauchements tégumentaires s'enracinent principalement sur le niveau de décollement que forment les séries du Crétacé inférieur. Le socle n'est pas réactivé, cependant la formation jurassique Tobífera est affectée par les chevauchements, formant une zone triangulaire. **b.** Pointé d'une ligne sismique SW-NE en Terre de Feu argentine au niveau de la zone frontale de la ceinture d'avant-pays plissée (d'après Cagnolatti *et al.*, 1987). Les chevauchements tégumentaires s'enracinent toujours dans les séries du Crétacé, cependant la formation Tobífera n'est plus impliquée. **c.** Coupe interprétative W-E, du lac San Martín au lac Cardiel (cf. Planche hors-texte n°1) (d'après Ramos, 1989). Les formations paléozoïques qui constituent le socle sont affectés par de nombreux duplex, les séries mésozoïques forment une zone triangulaire au front de la cordillère.

dans ce secteur, la formation Tobífera reste solidaire du socle et n'est pas ou peu déformée. L'intensité du raccourcissement décroît également fortement vers le NE.

Plus à l'ouest, dans la zone axiale du bassin, on observe le même style de déformation impliquant quelques chevauchements de socle au front de la cordillère et des chevauchements tégumentaires dans l'avant-pays (Bravo & Herrero, 1997); les chevauchements tégumentaires majeurs s'enracinent toujours dans les séries du Crétacé inférieur.

Vers le Nord, entre les lacs Argentino et Viedma (cf. Planche hors-texte n° 1), Kraemer (1993) présente une coupe O-E très similaire à celle qui est observé plus au Sud en Terre de Feu et dans la zone axiale. Le taux de raccourcissement est cependant moins important.

Un peu plus au Nord, au niveau du lac Cardiel (cf. Planche hors-texte n° 1), Ramos (1989) décrit cependant, au travers d'une coupe E-O, la présence d'une zone triangulaire au pied de la cordillère. Dans cette interprétation, de nombreux duplex affectent le Paléozoïque et les séries volcanoclastiques jurassiques (Fig. II.20c) et témoignent d'un raccourcissement important.

Le style de déformation tégumentaire qui affecte les séries sédimentaires de la ceinture d'avant-pays plissée, se retrouve tout le long de l'orocline patagonien. Dans le bassin, cette déformation se traduit par la présence de structures principales (anticlinaux, plis par propagation de failles, chevauchements,...) sub-parallèles à la cordillère (Winslow, 1981, 1982; Wilson, 1983, 1991; Cagnolatti *et al.*, 1987; Ramos, 1989; Alvarez-Marrón *et al.*, 1993; Kraemer, 1993; Klepeis, 1994a, b).

II.3.4. Composante décrochante senestre le long de la Cordillère Darwin

De récentes études ont permis de confirmer que la zone de décrochement senestre majeure qui constitue la limite actuelle entre les plaques Amérique du Sud et Scotia, se prolonge le long de la Cordillère Darwin en Terre de Feu (Cunningham, 1993; Klepeis, 1994b; Cunningham *et al.*, 1995). Winslow (1982) met en évidence la présence d'une composante décrochante senestre néogène à la transition entre la cordillère et le bassin dans sa zone axiale. Cunningham (1993) montre que de nombreuses structures orientées E-O le long de la Cordillère Darwin présentent une forte composante décrochante senestre (Fig. II.21). Cette composante s'observe essentiellement sur des plans de failles striés, cependant des bandes de cisaillement ductiles et le plongement des linéations d'étirement indiquent qu'une telle composante était déjà associée à l'histoire compressive crétacée de la cordillère. D'autre part, sur la base d'une analyse de populations de failles, Klepeis

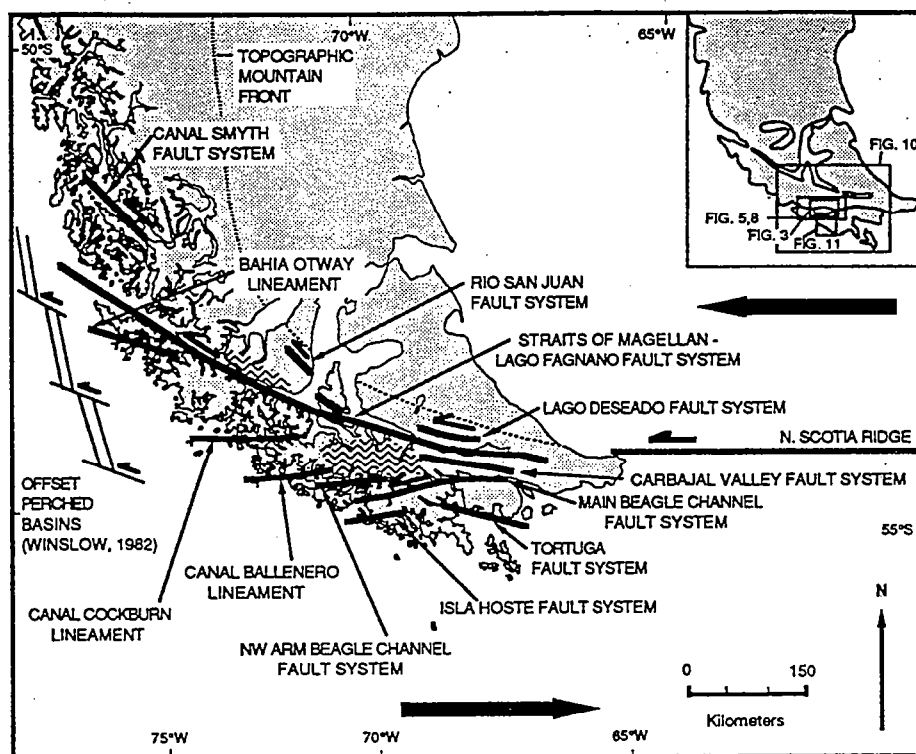


Figure II.21. Carte de l'extrémité sud de la Patagonie montrant les failles régionales majeures à composante décrochante senestre. Le figuré en vaguelettes indique les principaux affleurements de socle métamorphique exhumé lors de l'orogénèse andine (d'après Cunningham, 1993).

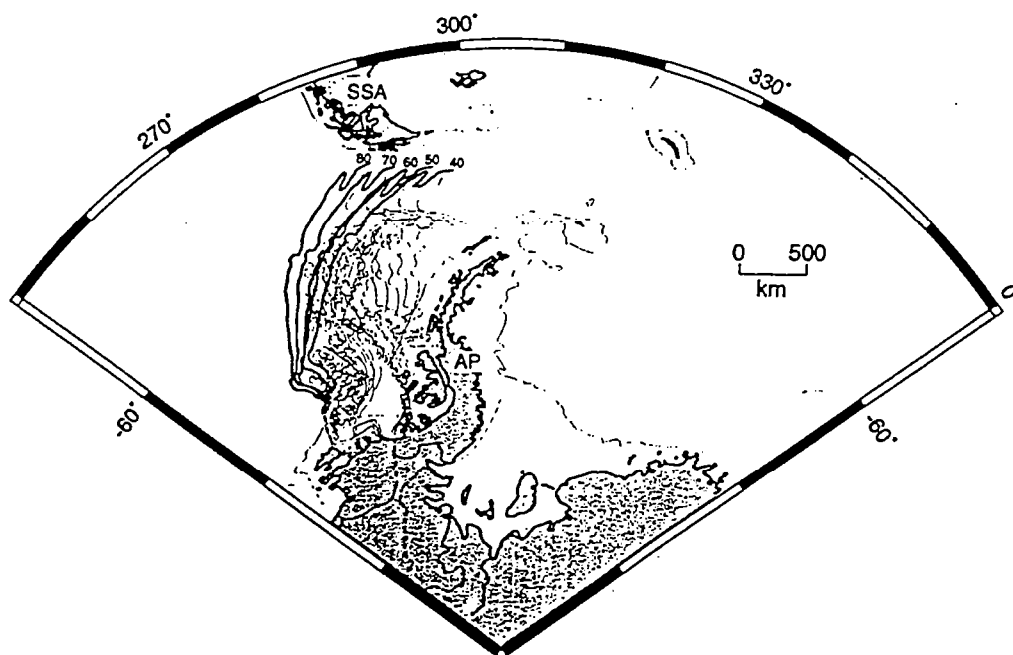


Figure II.22. Représentation du contexte actuel de la plaque Scotia et des positions relatives de la Péninsule Antarctique et de l'Amérique du Sud entre 80 et 40 Ma (d'après Cunningham *et al.*, 1995).

(1994b) calcule un déplacement cumulé senestre minimum de l'ordre de 20 à 25 km le long du lac Fagnano en Terre de Feu (cf. Planche hors-texte n°1). Ce déplacement se produit principalement pendant le Cénozoïque et plus particulièrement pendant le Néogène. Une activité décrochante quaternaire est également mise en évidence le long des bordures de ce même lac (Klepeis, 1994b).

Cette zone de décrochement senestre est due aux déplacements relatifs entre l'Amérique du Sud et la Péninsule Antarctique. A partir de données paléomagnétiques, Cunningham *et al.* (1995) ont quantifié ces déplacements relatifs (Fig. II.22). Ils montrent ainsi que le déplacement vers l'Ouest de l'Amérique du Sud est plus rapide que celui de la Péninsule Antarctique et ce depuis au moins 80 Ma (Fig. II.22). De tels déplacements relatifs impliquent que la composante décrochante senestre qui affecte la bordure sud du continent sud-américain soit active au minimum depuis le Crétacé supérieur. Le développement de l'orocline patagonien depuis la même époque est d'autre part associé à la présence de cette zone de décrochement (cf. § I.3).

II.3.5. Ouverture du Passage de Drake

A partir de 55-40 Ma, les mouvements relatifs entre l'Amérique du Sud et la Péninsule Antarctique sont divergents et ils vont conduire à l'ouverture du Passage de Drake et au développement de la plaque Scotia à partir de 30 Ma (Barker & Hill, 1981; Lawver *et al.*, 1985; Cunningham *et al.*, 1995).

Malgré une évolution tardive pendant le Néogène, l'histoire du développement de la plaque Scotia constitue un point capital pour les reconstructions paléogéographiques de la bordure sud-ouest du Gondwana. L'évolution de cette plaque résulte des interactions entre l'Amérique du Sud, la Péninsule Antarctique et de nombreuses micro-plaques.

L'évolution de la plaque Scotia se décompose en deux épisodes principaux. A partir de 30 Ma, la mise en place d'une dorsale océanique entre la Terre de Feu et la Péninsule Antarctique permet d'accommoder la séparation progressive des domaines continentaux. L'activité de cette dorsale cesse définitivement aux alentours de 9-10 Ma (Fig. II.23; Barker & Hill, 1981; Cunningham *et al.*, 1995). L'expansion de la plaque Scotia redémarre à partir de 7-8 Ma au niveau de son extrémité orientale où une nouvelle dorsale se met en place (Fig. II.23; Barker & Hill, 1981).

L'activité sismique récente sur le pourtour de la plaque Scotia permet de constater que l'essentiel des directions de contraintes maximales compressives sont horizontales et orientées E-O dans ce secteur (Fig. II.24; Forsyth, 1975). Seul un des mécanismes au foyer (n°31, Fig. II.24) indique une composante maximale compressive verticale au

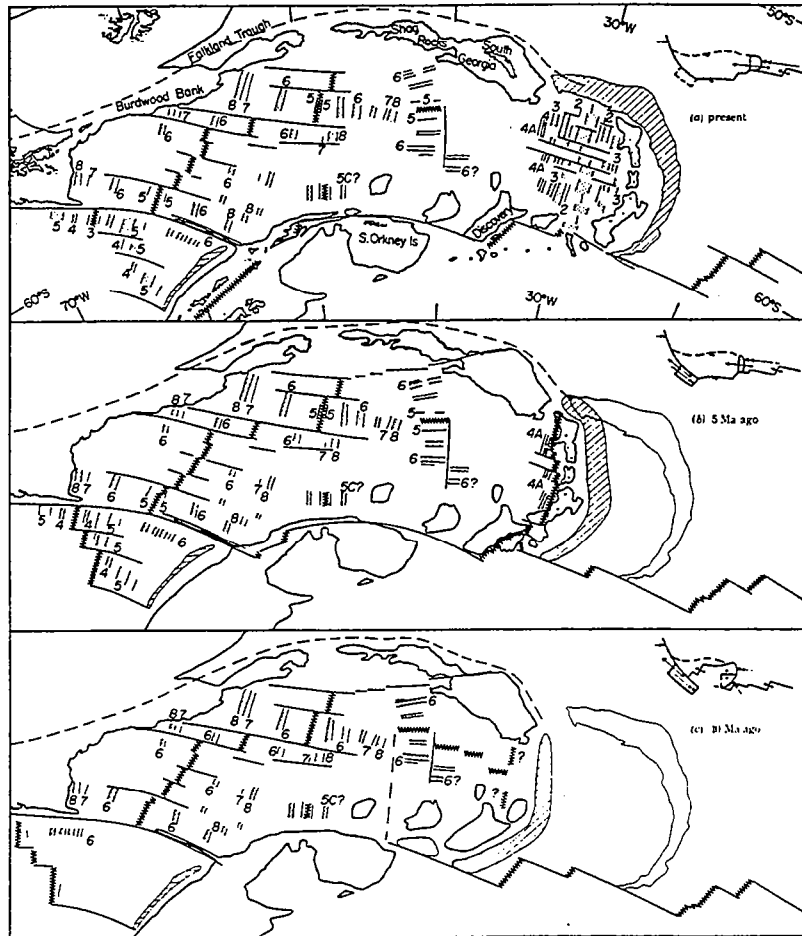


Figure II.23. Reconstruction de l'évolution de la plaque Scotia entre 10 Ma et l'actuel, basée sur les anomalies magnétiques de la croûte océanique (d'après Barker & Hill, 1981).

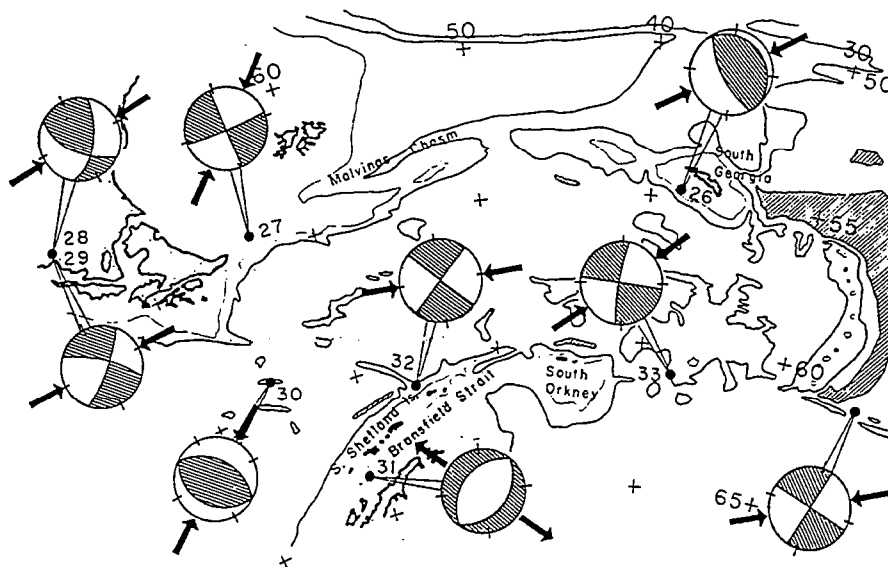


Figure II.24. Mécanismes au foyer de séismes sur le pourtour de la plaque Scotia pour la période 1963-1973 (d'après Forsyth, 1975). Les flèches noires représentent les directions de contraintes compressives maximales ou minimales.

niveau du détroit de Bransfield. La majorité d'entre eux indiquent la présence de décrochements. Le site 27 (Fig. II.24), à l'Est de la Terre de Feu confirme la présence d'une composante décrochante senestre encore active le long de la bordure sud du continent.

II.3.6. Bilan

En Patagonie, la limite Albien-Cénomanién marque le passage d'un régime extensif régional, auquel est associé le développement du bassin d'arrière-arc Rocas Verdes le long de la marge occidentale du continent, à un régime compressif qui se poursuit jusqu'à l'actuel. Cette transition correspond au début de la fermeture du bassin Rocas Verdes et au début du soulèvement de la cordillère. Le bassin d'avant-pays de Magellan se développe au niveau de l'ancienne marge orientale du bassin Rocas Verdes. La phase principale de soulèvement de la cordillère entre 80 et 60 Ma, engendre une augmentation importante du taux de subsidence dans le bassin. La propagation du front de déformation andin dans le bassin de Magellan via des chevauchements tégumentaires en séquence débute vraiment pendant le Cénozoïque.

Le Crétacé supérieur correspond également au début du développement de l'orocline patagonien en relation avec le décrochement senestre majeur qui affecte la bordure méridionale du continent Amérique du Sud depuis cette époque.

A partir de 30 Ma, l'ouverture du Passage de Drake entre l'Amérique du Sud et la Péninsule Antarctique est accommodée par la croissance progressive de la plaque Scotia qui se poursuit actuellement.

II.4. Stratigraphie du bassin de Magellan

Le bassin de Magellan est limité, à l'Ouest et au Sud par la cordillère principale, au Nord-Est par le massif Deseado, et à l'Est par le haut fond Río Chico (cf. § I.3 et Fig. I.4). Il couvre une superficie d'environ 200 000 km², et le volume de sédiments le remplissant est de l'ordre de 450 000 km³. Les caractéristiques du bassin de Magellan en font le plus important bassin de l'Argentine et du Chili. A l'affleurement, les séries exposées suivent la courbure de l'arc patagonien et leur âge diminue vers le Nord-Est (Planche hors-texte n°1). Le remplissage sédimentaire du bassin débute à la fin du Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur (cf. Fig. I.14) et se poursuit jusqu'à l'actuel.

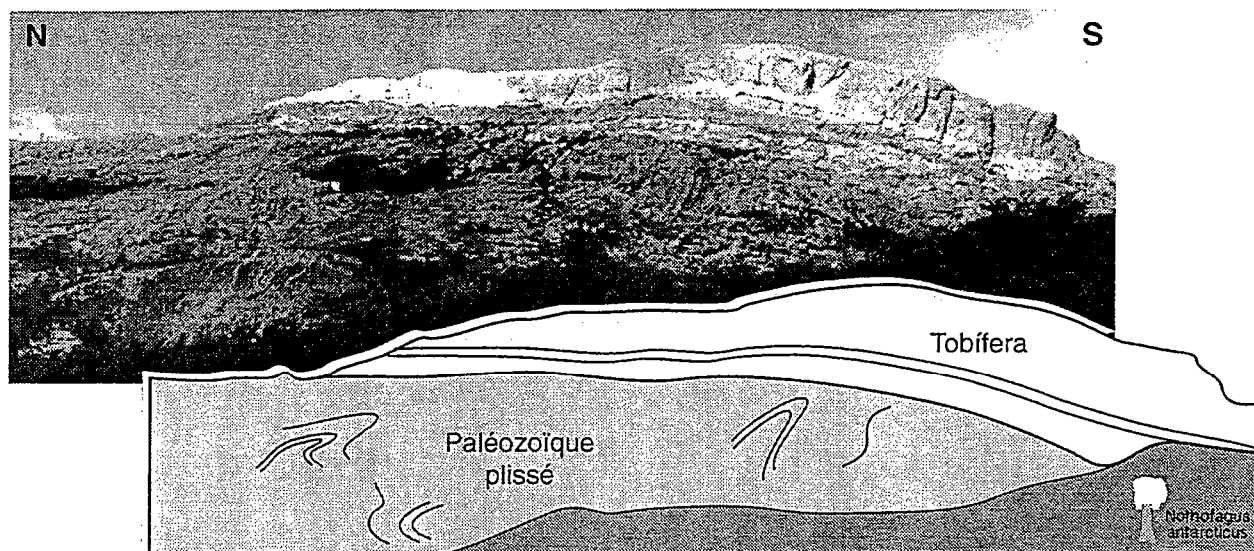


Figure II.25. Discordance entre les séries plissées d'âge paléozoïque et la formation Tobífera (jurassique) à l'Ouest du Fitzroy. Localisation sur la planche hors-texte n°1.

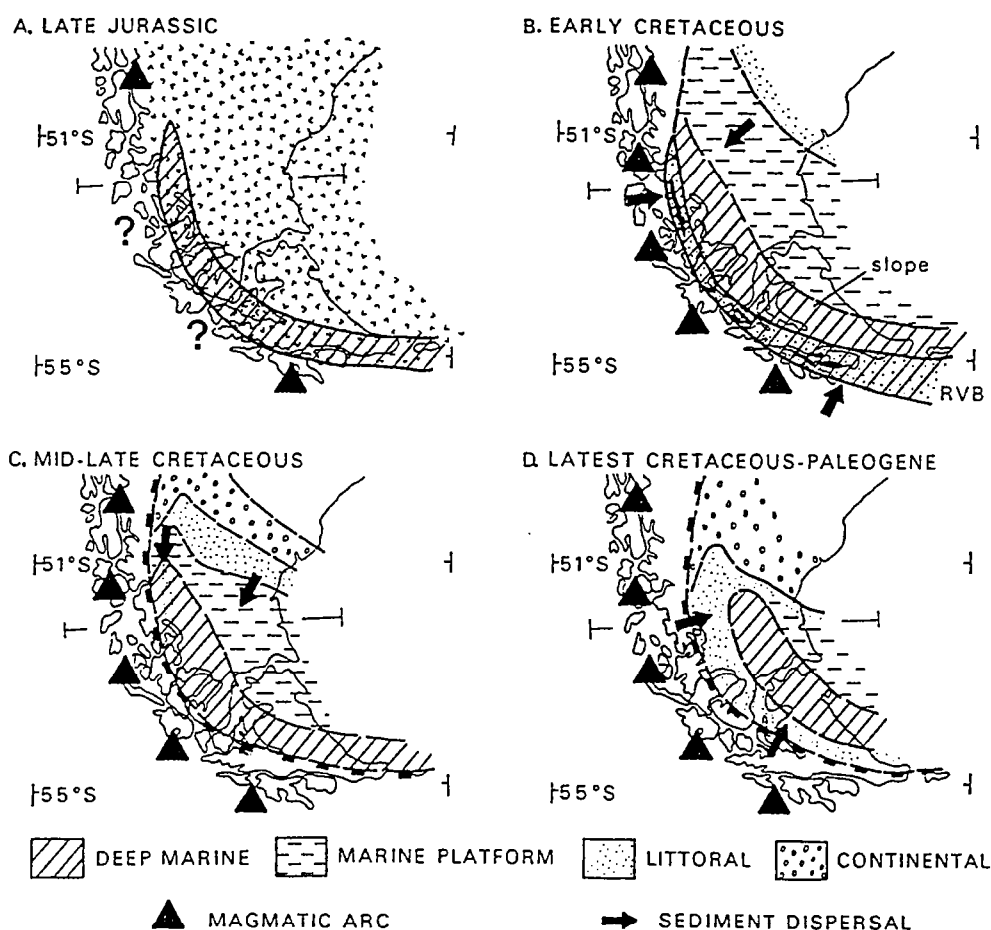


Figure II.26. Evolution générale des conditions de sédimentation à l'extrémité australe de la Patagonie au Jurassique (a), au Crétacé inférieur (b), au Crétacé supérieur (c) et au Paléogène (d). Le Jurassique est marqué par la mise en place de la formation volcanoclastique acide Tobífera à l'échelle de la Patagonie. Cette représentation schématique ne restaure pas la position initiale sub-méridienne de l'arc magmatique et du bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes, mais elle permet d'observer les variations des zones d'apport sédimentaire au cours du temps (flèches noires). Au Crétacé inférieur, les apports proviennent essentiellement du NE et de l'arc magmatique pour le bassin Rocas Verdes (RVB); au Crétacé supérieur, l'apport provient du NE et du Nord; pendant tout le Cénozoïque, la cordillère qui s'est soulevée va constituer la source principale de sédiments (d'après Wilson, 1991).

II.4.1. Subsidence

La subsidence du bassin de Magellan résulte de deux mécanismes indépendants :

(1) Du Trias au Jurassique supérieur, l'extension régionale et le volcanisme associé ont conduit au développement d'une plate-forme continentale affectée par de nombreuses failles normales orientées NNO (Figs. II.10b et II.11b; Uliana *et al.*, 1989; Storey *et al.*, 1992; Urien *et al.*, 1995; Corbella *et al.*, 1996) qui constitue la bordure Est du bassin marginal de Rocas Verdes (Fig. II.12). Pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, les sédiments marins se déposent sur cette plate-forme dont la subsidence est attribuée au refroidissement et à des processus de contraction thermique typiques des bassins extensifs (Dewey, 1982; White & McKenzie, 1988). Lors de l'arrêt de l'activité volcanique acide, au Jurassique supérieur, le taux de subsidence lié à la contraction thermique s'accroît.

(2) Dans un deuxième temps, à partir du Cénomani (Winslow, 1982; Wilson, 1991), les premiers chevauchements associés à l'orogénèse andine suivis du soulèvement de la cordillère pendant le Crétacé supérieur (Nelson *et al.*, 1980; Nelson, 1982; Kohn, 1991; Grunow *et al.*, 1992; Kohn *et al.*, 1993, 1995) conduisent au développement du bassin d'avant-pays de Magellan à proprement parler, qui se surimpose au bassin extensif d'arrière-arc préexistant (Dalziel *et al.*, 1974). Dès le Crétacé supérieur, la subsidence tectonique domine et le bassin de Magellan devient un bassin d'avant-pays asymétrique (Fig. II.19).

Dans sa configuration actuelle, le remplissage sédimentaire du bassin atteint plus de 8000 m par endroits dans la ceinture plissée de la zone axiale, (Fig. I.4; Biddle *et al.*, 1986; Ramos, 1989). L'épaisseur de sédiments ainsi que le taux de déformation diminuent progressivement en s'éloignant de la cordillère vers le NE. Les sédiments post-Crétacé inférieur reposent en onlap sur le haut fond Río Chico au NE (Fig. I.4; Biddle *et al.*, 1986).

II.4.2. Séquence stratigraphique du bassin de Magellan

II.4.2.1. Formation Tobífera (Jurassique)

La formation volcanoclastique Tobífera constitue la première unité majeure syn-dislocation du Gondwana (Bruhn *et al.*, 1978; Gust *et al.*, 1985). Elle repose en discordance sur les formations paléozoïques déformées lors de l'orogénèse varisque (Fig. II.25). L'âge de la base de cette série reste incertain; cependant à partir d'observations de terrain réalisées sur des affleurements au niveau de la cordillère, il a été

(a)

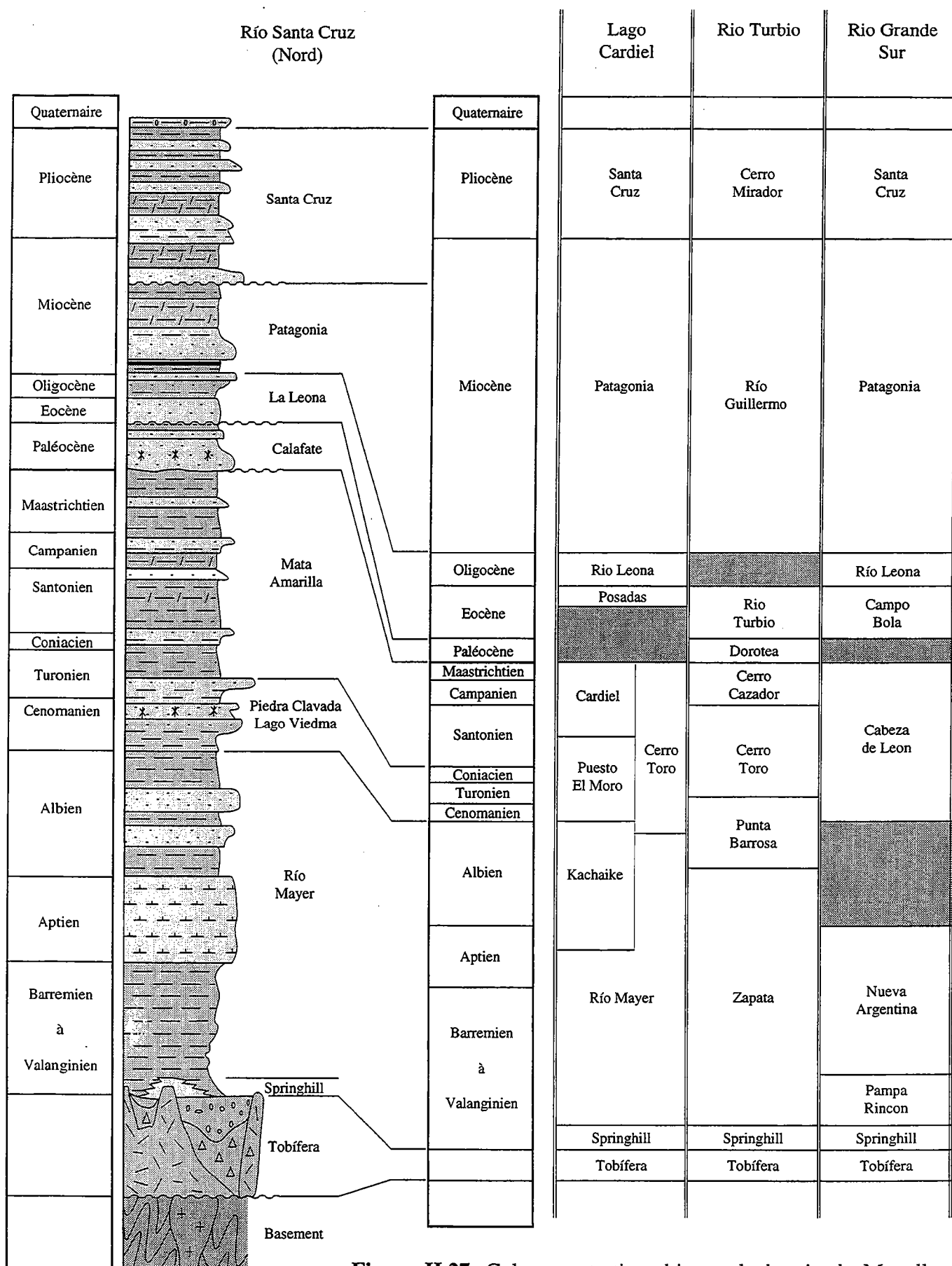


Figure II.27. Colonnes stratigraphiques du bassin de Magellan dans la province de Santa Cruz (a), en Terre de Feu argentine (b) et équivalents latéraux dans différents secteurs du bassin.

(b)

Riesco et Brunswick	Ultima Esperanza	Terre de Feu Sud (Chili)	Distrito Springhill	Terre de Feu (Argentina)	Sud de 54°S
Lithology					
				Quaternaire	Quaternaire
Palomares	Laurita	Palomares	Palomares	Série Arenosa supérieur	Pliocène
El Salto		Filaret	Filaret		Miocène
Loreto	Mina Chilena	Brush Lake	Brush Lake	Série Margosa supérieur	Oligocène
		Arenica Arcillosa	Arenica Arcillosa	Glaucónitico "A"	
Leña Dura	Bandurria	Grupo Bahia Inutíl	Grupo Bahia Inutíl	Margosa moyen Glaucónitico "B"	Eocène
Tres Brazos	Hiatus	Ballena	Zona Glaucónita	Margosa inférieur	Chorillo Chico
Agua Fresca		Cabo Nariz		"Senoniano"	Paléocène
Chorillo Chico	Dorotea	Cerro Cuchilla	Lutitas Arenosas	Leticia	Maastrichtien
Rocallosa	Tres Pasos	Isla Alta		Policarpo	Campanien
Fuentes	Cerro Toro	Cerro Matrero	Lutitas Gris Verdosas	Cabeza de Leon	Inoceramus supérieur
Rosa					Coniacien
Barcarcel					Turonien
La Pera					Cenomanien
Canal Bertrand	Barros Arana	Rio Garcia		Arroyo Alfa	Inoceramus moyen
	Punta Barrosa	Vicuña	Margas		Albien
Erezcano	Zapata	Río Jackson	Lutitas con fanitas	Nueva Argentina	Margas Verdes
			Estr. con favellas	Pampa Rincon	Inoceramus inférieur
Sutherland	Ch. Bellota	Springhill		Springhill	Aptien
Tobífera	Tobífera	Tobífera	Tobífera	Tobífera	Barremien à Valanginien
				Basement (intrusives & metamorphic rocks)	Hardy
					Tortuga complex
					Tobífera

estimé Trias supérieur - Jurassique inférieur (Biddle *et al.*, 1986). Des datations indiquent une période d'activité maximale de cet épisode volcanique acide comprise entre 150 et 160 Ma (Halpern, 1973; Nullo *et al.*, 1978; Gust *et al.*, 1985, Pankhurst & Rapela, 1995). Des fossiles présents dans les derniers niveaux sédimentaires interstratifiés de cette séquence permettent de dater le sommet à l'Oxfordien - Kimméridgien (140-150 Ma) (Sigal *et al.*, 1970; Natland *et al.*, 1974). Cette formation qui couvre l'intégralité de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud (Fig. II.26) peut atteindre localement 2000 m d'épaisseur (Biddle *et al.*, 1986). Son épaisseur est variable à cause du remplissage différentiel des grabens et hémi-grabens qui se forment dans cette région pendant le Jurassique. Au cours des déformations ultérieures, elle constituera un tégument solidaire du socle paléozoïque.

II.4.2.2. Formation Springhill (limite Jurassique - Crétacé)

Après l'épisode volcanique jurassique, le processus de subsidence thermique conduit à une transgression marine qui débute à l'Oxfordien. La séquence sédimentaire de l'actuel bassin de Magellan débute par la formation Springhill. Cette formation, composée de grès et de pélites, comble, comme la formation Tobífera, les dépressions engendrées par le régime extensif (Biddle *et al.*, 1986). Cette formation dont l'épaisseur moyenne est de 30 à 40 m et l'épaisseur maximale n'excède jamais 150 m, est latéralement discontinue (Robles, 1984; Riccardi, 1988). Elle est formée d'au moins trois séquences gréseuses globalement transgressives mais individuellement progradantes (Biddle *et al.*, 1986; Riccardi, 1988). Ces grès constituent le réservoir pétrolier principal du bassin de Magellan (Biddle *et al.*, 1986; Pittion & Gouadain, 1992). Les grès de la formation Springhill dérivent d'un recyclage de la formation Tobífera et sont des dépôts fluviaux à marins marginaux (Hinterwimmer *et al.*, 1984; Biddle *et al.*, 1986). Le dépôt de la formation Springhill est diachrone depuis l'Oxfordien-Kimméridgien au Sud jusqu'au Valanginien au Nord (Sigal *et al.*, 1970; Cecioni & Charrier, 1974; Macellari, 1988). Dans le bassin marginal Rocas Verdes, l'équivalent latéral de la formation Springhill est représenté par la séquence "Estratos con Favella" (Fig. II.27; Biddle *et al.*, 1986). Ces dépôts actuellement intégrés à la cordillère principale constituaient le remplissage du bassin marginal. A cette époque, aucune barrière structurale ou sédimentologique majeure ne séparait la marge passive (emplacement actuel du bassin de Magellan) du bassin marginal d'arrière arc (Winslow, 1982). Lors de la déformation andine, cette formation constituera également un tégument solidaire du socle.

II.4.2.3. Sédimentation crétacée

Pendant tout le Crétacé inférieur, la sédimentation est dominée par des pélites marines qui se mettent en place dans des conditions anoxiques à sub-anoxiques sous de faibles énergies de transport (Pittion & Gouadain, 1992). La zone d'apport est localisée au NE au niveau du massif Deseado (Fig. II.26) et du haut fond Río Chico (cf. Fig. I.4). Ces dépôts se répartissent de manière asymétrique dans le bassin et se déposent en onlap au niveau du haut fond Río Chico (Biddle *et al.*, 1986). Les épaisseurs varient de 250 m au Nord à 400 m à l'Est pour atteindre plus de 3000 m au Sud-Ouest, au front de la cordillère.

Dans la province de Santa Cruz (Argentine), au NE du bassin de Magellan, ces dépôts correspondent à la formation Río Mayer constituée d'argiles grises à noires riches en matière organique avec quelques niveaux calcaires intercalés. La formation Río Mayer s'épaissit progressivement vers le Sud pour atteindre 700 m (Katz, 1963; Macellari, 1988). L'âge de cette formation, déterminé à partir d'ammonites et de bélemnites, est compris entre le Kimméridgien et le Cénomanién (Riccardi, 1988). Au Nord du bassin, la formation Río Belgrano constitue un équivalent latéral de la formation Río Mayer. Elle est composée de sédiments détritiques grossiers déposés dans un environnement marin peu profond. Cette formation est datée Barrémien - Aptien inférieur (Macellari, 1988). Une phase de régression qui s'initie au Barrémien à 47°S et à l'Aptien inférieur à 50°S conduit à la sédimentation de la formation Río Tarde, constituée de grès deltaïques et fluviatiles, de conglomérats et de tufs (Ramos, 1979, 1989). A l'extrémité nord du bassin, les autres équivalents de la formation Río Mayer sont connus sous le nom de formations Katterfeld et Coyhaique (Ramos, 1976; Marshall *et al.*, 1984, Niemeyer *et al.*, 1984; Riccardi, 1988). La formation Río Mayer est recouverte en conformité par les formations Piedra Clavada, Mata Amarilla, Cerro Torro et leurs équivalents latéraux (Fig. II.27; Riccardi, 1988).

Au Sud-Ouest, la sédimentation crétacée des argiles "Inoceramus" qui regroupent les formations Zapata, Punta Barrosa et Cerro Toro (Fig. II.27; Ramos, 1979; Marshall *et al.*, 1984, Niemeyer *et al.*, 1984) se met en place sur la formation Springhill. Cette séquence se dépose du Kimméridgien au Campanien et est essentiellement constituée de sédiments détritiques fins dont des argiles riches en matière organique, des calcaires et des grès. La formation Zapata, datée du Kimméridgien à l'Albien (Katz, 1963; Leanza, 1968), constitue un équivalent latéral de la formation Río Mayer. Elle se prolonge vers le Sud-Ouest où elle est remplacée par la formation Yaghan dans le bassin marginal (Fig. II.27). En Terre de Feu, d'autres équivalents latéraux sont appelés formations Beauvoir ou Vicuña dans la cordillère et Pampa Rincón ou Nueva Argentina dans le bassin (Fig. II.27; Flores *et al.*, 1973; Macellari, 1988; Riccardi, 1988).

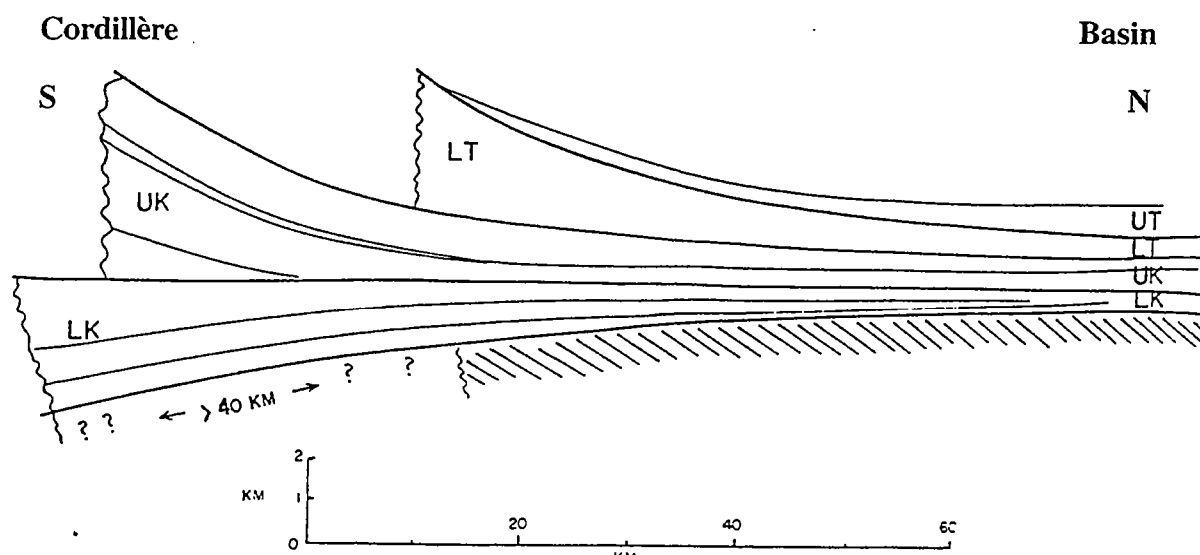


Figure II.28. Restauration anté-déformation des épaisseurs sédimentaires dans le bassin d'avant-pays de Magellan en Terre de Feu chilienne. La section du Crétacé inférieur révèle un taux de subsidence plus important au Sud pendant cette période. Les sections du Crétacé supérieur et du Cénozoïque montre la migration progressive des dépocentres vers le Nord au cours de la déformation andine (d'après Winslow, 1981). Un raccourcissement de l'ordre de 40 km, soit un taux d'environ 70%, est estimé pour les séries du Crétacé inférieur.

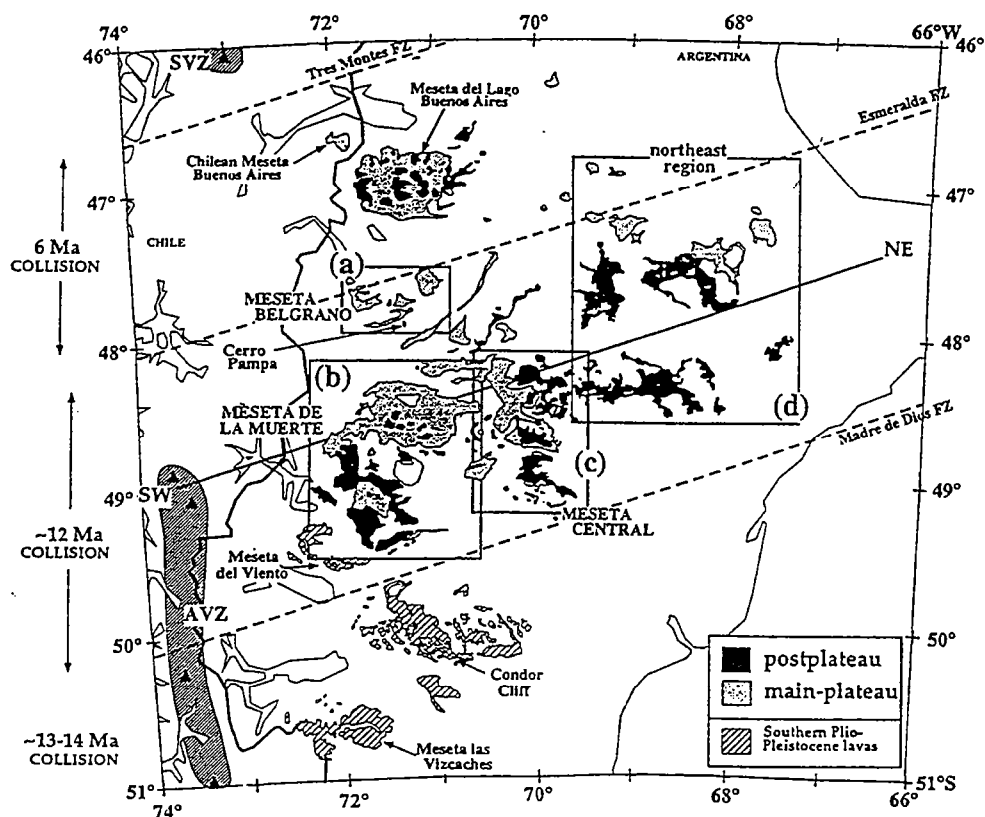


Figure II.29. Répartition des principaux plateaux basaltiques néogènes en Patagonie. Leur mise en place est principalement attribuée au processus de subduction de la dorsale du Chili (d'après Gorrington *et al.*, 1997). L'ensemble de ces plateaux est également reporté sur la planche hors-texte n°1.

II.4.2.4. Sédimentation cénozoïque

A partir du Maastrichtien, la sédimentation dans le bassin est dominée par des séries marines peu profondes, des séries deltaïques ou fluviatiles. L'ensemble du cénozoïque est caractérisé par ce type de dépôts (Macellari *et al.*, 1989). La présence de fragments de fossiles d'âge crétacé inférieur dans les séries cénozoïques traduit la remobilisation du Crétacé soulevé par l'orogénèse andine (Katz, 1963). La très forte proportion de séries gréseuses pendant le Cénozoïque correspond également au soulèvement de la cordillère au SO qui devient ainsi la zone d'apport principale (Fig. II.26; Wilson, 1991). Ce soulèvement se traduit par la présence d'une discordance d'érosion majeure observable à l'échelle du bassin (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991).

L'Oligocène est caractérisé par la mise en place de dépôts marins peu profonds qui vont être recouverts ensuite par les séries molassiques miocène. Cette tendance régressive pendant le Cénozoïque est due au soulèvement de l'actuelle cordillère (Winslow, 1982).

Hormis les variations de zones d'apport sédimentaire entre le Crétacé supérieur et le Cénozoïque (Fig. II.26), on assiste à une migration des dépôcentres vers le craton (NE), associée à la déformation andine (Fig. II.28).

II.4.2.5. Séries basaltiques cénozoïques à actuelles

Pendant le Cénozoïque et plus particulièrement au cours du Néogène, de nombreux plateaux basaltiques se mettent en place dans le bassin (Fig. II.29 et Planche hors-texte n°1). La présence de ces basaltes alcalins, très éloignés de la zone de subduction, est attribuée au processus de subduction de la dorsale du Chili et à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique (cf. I.2.2.3; Delong *et al.*, 1979; Forsythe & Nelson, 1985; Ramos & Kay, 1992; Thorkelson, 1996; Gorring *et al.*, 1997). Les datations réalisées sur la plupart de ces plateaux permettent en effet de trouver une bonne corrélation entre l'âge de leur mise en place et l'histoire de la subduction de la dorsale.

Cependant, la mise en place de certains de ces plateaux s'explique plus difficilement par ce modèle, comme par exemple les basaltes plio-pléistocènes à actuels situés à l'Ouest de Río Gallegos (cf. Planche hors-texte n°1). Nous aborderons ce cas particulier dans le chapitre V.

Chapitre III

**Analyse structurale et cinématique du
bassin de Magellan et des Andes australes**

Introduction

L'étude structurale et cinématique du bassin de Magellan et de la cordillère des Andes au Sud de 47°S présente un intérêt particulier car, depuis le Mésozoïque, ce secteur se développe dans un contexte tectonique complexe (cf. § II). Le développement du bassin de Magellan est fortement contraint par l'évolution de l'orocline patagonien, lié à l'orogénèse andine depuis le Crétacé supérieur. De plus, l'ouverture du passage de Drake entre le continent Amérique du Sud et la péninsule Antarctique, à laquelle est associé le développement de la plaque Scotia, d'une part, et la subduction de la dorsale du Chili séparant les plaques Nazca et Antarctique d'autre part, ont influé sur l'histoire cénozoïque de ce secteur.

Le but de cette étude est (1) de mieux contraindre la cinématique cénozoïque de la région, (2) de comprendre le développement des structures régionales résultant de la déformation continentale, et plus particulièrement celles qui affectent le bassin de Magellan, et (3) de discuter l'évolution de l'orocline patagonien, liée aux processus de subduction et au contexte transpressif qui affectent respectivement les bordures occidentale et méridionale du continent.

Dans ce chapitre, nous présentons les principaux résultats issus de l'étude régionale du bassin de Magellan et des Andes australes. Cette analyse de la déformation est basée sur (1) l'étude de la topographie numérique et de l'imagerie satellitaire, (2) l'analyse de populations de failles, (3) une étude paléomagnétique, et (4) des modèles analogiques à l'échelle lithosphérique.

Cette étude a donné lieu à deux publications qui sont présentées en annexe de ce chapitre (Annexes A-III.1 et A-III.2).

III.1. Étude structurale basée sur la topographie numérique et l'imagerie satellitaire

L'activité tectonique récente se reflétant dans la morphologie régionale, elle peut être étudiée à partir de la topographie numérique et de l'imagerie satellitaire.

III.1.1. Données

A partir d'une base de données fournies par l'U.S. Geological Survey, nous avons réalisé la carte topographique numérique présentée en figure I.3a. La résolution du document est de l'ordre de 30" soit environ 1 km. Étant donné la forte distorsion due au système initial de projection et aux latitudes relativement élevées de la zone d'étude, le fichier de base a été ré-échantillonné afin de présenter l'image dans un système de projection de type Lambert Conique Conforme, correspondant à celui de la carte géologique régionale synthétique réalisée (Planche hors-texte n°1). Cette distorsion peut d'ailleurs s'observer dans le secteur du détroit de Magellan en comparant la figure 4, Annexe-III.1 (fichier de base) à la figure I.3a (fichier ré-échantillonné).

Nous avons eu accès, par l'intermédiaire d'ELF Aquitaine et d'ENAP (Chili), à de nombreuses images satellite Landsat le long de la Cordillère patagonienne, à la transition cordillère/bassin, et à une mosaïque d'images Landsat couvrant la Terre de Feu et le détroit de Magellan.

La compilation des observations réalisées sur la carte topographique numérique et sur les images satellite avec les données issues de la bibliographie et les observations de terrain, a permis de réaliser une carte structurale synthétique de l'extrémité de la Patagonie au Sud de 46°S (Planche hors-texte n°2). Cette carte inclut également les structures régionales extensives qui affectent principalement la zone axiale du bassin de Magellan (cf. Annexe-III.1 et Annexe-III.2).

III.1.2. Structures régionales majeures

Comme nous l'avons déjà évoqué dans le chapitre I, une remarquable zonation morphostructurale apparaît tout au long de l'arc formé par les Andes australes et le bassin de Magellan (Fig. I.3b). Cinq provinces majeures peuvent ainsi être distinguées d'Ouest en Est (cf. Fig. 2, Annexe-III.2) : (1) la cordillère principale incluant le batholite côtier, (2) les vestiges du bassin marginal d'arrière-arc Rocas Verdes, (3) la Cordillère Darwin, (4) la ceinture d'avant-pays plissée, et (5) le bassin d'avant-pays de Magellan relativement peu déformé (cf. Annexe-III.2).

A l'échelle régionale, la carte topographique numérique ainsi que sa superposition avec la carte géologique régionale (Fig. I.3) permettent de distinguer les structures majeures affectant l'orocline patagonien, ainsi que certains chevauchements et plis de la ceinture plissée du bassin de Magellan. La structure la plus remarquable est la zone de décrochement senestre Magellan - Lago Fagnano orientée E-O qui borde le Nord de la Cordillère Darwin (Fig. I.3 et Planche hors-texte n°1). Ce décrochement majeur se prolonge en mer vers l'Est, au Sud du banc de Burdwood (Fig. I.3a), sa terminaison

occidentale se situe au niveau de la fosse chilienne à 52°S. Il constitue la limite entre les plaques Amérique du Sud et Scotia (Figs. 1, Annexe-III.1 et 1, Annexe-III.2). Ainsi l'intersection entre le décrochement et la fosse chilienne constitue le point triple entre les plaques Amérique du Sud, Antarctique et Scotia (Fig. 1, Annexe-III.1). Le long de la Cordillère patagonienne orientée N-S, de nombreuses structures rectilignes sub-méridiennes sont visibles, essentiellement au sein du batholite côtier. Ces structures sont probablement des décro-chevauchements (ou rétrochevauchements) dextres (cf. Coutand *et al.*, § IV.2). La composante décrochante dextre résulte de la direction de convergence oblique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud avant l'initiation de la subduction de la dorsale du Chili dans ce secteur il y a 10-12 Ma (cf. § I.2; Cande & Leslie, 1986).

III.1.3. Structures compressives de l'avant-pays

Dans la ceinture d'avant-pays plissée du bassin (province 4, Fig. 2, Annexe-III.2), principalement au niveau de la zone axiale, la superposition topographie/géologie (Fig. I.3b) fait clairement apparaître l'orientation des plis et des chevauchements qui affectent la couverture sédimentaire. Ces structures sont sub-parallèles à la cordillère principale.

De nombreux travaux décrivent ces structures compressives (1) le long de la Cordillère patagonienne (Ramos, 1989; Kraemer, 1993), (2) dans la zone axiale (Winslow, 1981, 1982; Wilson, 1983, 1991; Biddle *et al.*, 1986;) et (3) le long de la Cordillère Darwin (Dalziel & Palmer, 1979; Nelson *et al.*, 1980; Alvarez Marrón *et al.*, 1993; Cunningham, 1993, 1995; Klepeis, 1994a, b).

Le bassin de Magellan est un bassin d'avant-pays asymétrique typique ("half ramp"; Willis, 1928; Cobbold *et al.*, 1993). A l'échelle régionale, la propagation du front chevauchant andin s'effectue en séquence (cf. Fig. 4, Annexe-III.2). La limite socle/bassin marque généralement une transition entre un style de déformation de type chevauchement de socle (thick-skinned tectonics) et un style de déformation de type chevauchement tégumentaire (thin-skinned tectonics) (Winslow, 1981; Alvarez Marrón *et al.*, 1993; Cunningham, 1995; Klepeis, 1994a; Diraison *et al.*, 1997, § IV.1). L'expression morphologique de la transition entre ces deux styles est souvent brutale, en particulier dans le Nord du bassin et en Terre de Feu argentine (Fig. III.1).

Au mur des chevauchements de socle, on observe localement un redressement progressif des séries sédimentaires (Fig. III.2, Photo Lago Posadas). Ces séries d'âge crétacé supérieur à paléogène, ainsi verticalisées, indiquent une tectonique compressive synchrone de la sédimentation. D'autre part, au niveau du Fitzroy (cf. Planche hors-texte n° 1), les séries crétacées montrent des remplissages différentiels de synclinaux dans la

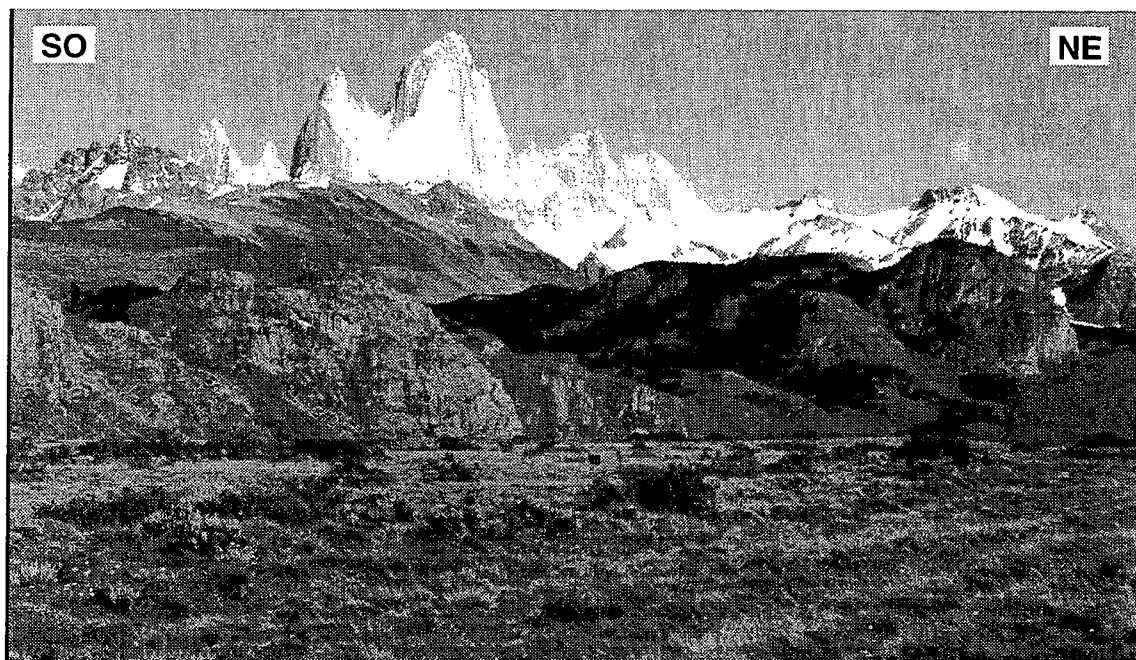


Figure III.1. Vue du Fitzroy (vers le Nord-Ouest) montrant le changement brutal de topographie entre le bassin de Magellan (premier plan) et la cordillère principale. Localisation sur la planche hors-texte n° 1.



Figure III.2. Séquence crétacé supérieur - paléogène au nord du bassin de Magellan, près de Posadas, montrant la verticalisation progressive des séries au pied d'un chevauchement de socle. Localisation sur la planche hors-texte n° 1.

ceinture d'avant-pays plissée (Coutand, 1995) indiquant ainsi une déformation syn-sédimentaire.

Des coupes régionales réalisées perpendiculairement à la cordillère montrent les styles de déformation différents dans la cordillère et dans le bassin (cf. Fig. 4, Annexe-III.2). Ces coupes interprétatives, réalisées à partir de données de surface, ont été contraintes localement par des données de sismique réflexion pétrolière acquises dans le bassin de Magellan (cf. § IV.1 et IV.2). Les chevauchements en séquence affectant les sédiments crétacé supérieur et cénozoïque du bassin s'enracinent dans les séries crétacé inférieur, qui constituent un excellent niveau de décollement dans l'ensemble du bassin de Magellan.

La limite socle/bassin (cf. Fig. 2, Annexe-III.2) correspond généralement à une frontière topographique, les altitudes diminuant fortement vers le bassin (Fig. I.3). Cette zone de transition, qui est généralement marquée par l'émergence de fronts chevauchants et où sont exposés les meilleurs affleurements de la région, a constitué une des cibles d'étude privilégiées lors des missions de terrain.

III.1.4. Structures extensives de l'avant-pays

La topographie numérique associée à l'imagerie satellitaire (*e.g.* Figs. 3 et 4, Annexe-III.1) a permis de mettre en évidence des blocs basculés le long du détroit de Magellan, dans la zone axiale du bassin (cf. Annexe-III.1).

Suite aux observations effectuées au cours des missions de terrain, la topographie numérique et l'imagerie satellitaire ont permis d'interpréter les dépressions de la zone axiale du bassin de Magellan, comme une série de grabens ou de demi-grabens. Ces dépressions étaient considérées jusqu'à présent, comme des vallées glaciaires quaternaires (Mercer, 1970, 1976). Cette nouvelle interprétation, basée sur ce type de données, fait l'objet de la publication présentée en annexe III.1. Des données de terrains (cf. Annexe-III.2) et de sismique réflexion pétrolière (cf. § IV.1) ainsi que la modélisation analogique (cf. Annexe-III.2) ont permis de la conforter.

III.1.5. Bilan

L'interprétation de la topographie numérique et des images satellitaires ont permis :

- (1) d'interpréter certaines structures de la Cordillère patagonienne en tant que décrochevements dextres, (2) de constater que les structures majeures (plis et failles) affectant la ceinture d'avant-pays plissée se disposaient sub-parallèlement à la cordillère le

long de l'orocline patagonien, et (3) de contribuer à la mise en évidence des rifts néogènes affectant la zone axiale du bassin de Magellan.

Le changement brutal de topographie entre la cordillère principale et le bassin de Magellan correspond également à une transition relativement brutale entre des styles tectoniques de type thick-skin et thin-skin.

La mise en évidence des structures extensives disposées radialement (cf. Annexe-III.1) dans la zone axiale du bassin de Magellan nous a conduit à focaliser une partie de notre étude sur le développement de telles structures dans un contexte régional considéré comme compressif. L'un des problèmes majeurs soulevés par cette extension longitudinale réside dans la transition entre les domaines en compression et les domaines en extension.

III.2. Analyse des populations de failles

L'essentiel des résultats cinématiques déduits de l'analyse des populations de failles est décrit dans la publication présentée en annexe III.2. Nous apportons ici quelques précisions concernant l'échantillonnage, la méthode d'analyse utilisée, l'âge et le type de déformation.

III.2.1. Échantillonnage

Au cours des différentes missions de terrain effectuées, nous avons mesuré 1671 plans de failles répartis sur 84 sites (cf. Annexe 2). La majeure partie des sites est localisée le long de la limite entre la cordillère et le bassin de Magellan, depuis le Sud du lac Buenos Aires (47°S) jusqu'en Terre de Feu (55°S) (Fig. 5, Annexe-III.2 et Annexe 2). Les sites de mesures se répartissent dans le socle constitué de formations paléozoïques métamorphisées, d'intrusifs, et de la formation volcanoclastique jurassique (Tobífera), ainsi que dans les formations sédimentaires du bassin de Magellan du Crétacé inférieur au Néogène. La localisation des principales structures, le long desquelles le plus grand nombre de failles de même échelle peuvent être mesurées, contraint fortement la répartition géographique des sites. Cependant, l'objectif de cette étude étant de caractériser la déformation résultant de la tectonique andine depuis le Crétacé supérieur et plus particulièrement pendant le Cénozoïque, cette zone de transition socle/bassin constitue une cible appropriée.

Les failles, pour lesquelles la détermination du sens de cisaillement était sujette à caution, n'ont pas été prises en compte. Pour les autres données, un critère de qualité relatif est indiqué dans la liste des mesures en annexe 2.

III.2.2. Méthode d'analyse

La méthode géométrique des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977; Pfiffner & Burkhard, 1987) a été utilisée afin de réaliser l'étude cinématique des populations de failles (cf. Annexe-III.2). Chaque plan de faille et son plan auxiliaire définissent quatre domaines, dont deux sont en raccourcissement et deux en allongement. L'orientation du plan auxiliaire et la définition des domaines dépendent de l'orientation et du sens de cisaillement, définis par les stries (Fig. III.3a, b). Le dièdre ainsi formé correspond au champ de déformation infinitésimal. Les dièdres obtenus pour chaque faille de la population considérée, sont superposés, afin de déterminer des champs de raccourcissement et d'allongement, compatibles avec le plus grand nombre de failles possible (Fig. III.3c). Les champs ainsi définis contiennent les axes principaux de la déformation. Ces axes principaux sont obtenus en sommant sans pondération les moments des tenseurs définis pour chaque faille de la population considérée (Marrett & Allmendinger, 1990; Allmendinger *et al.*, 1993). La difficulté d'obtention d'un critère permettant de pondérer les failles d'une population (longueur de la faille, quantité de déplacement, épaisseur de la zone déformée, etc.), nous a conduit à accorder le même poids à chaque faille.

La méthode des dièdres droits ne permet pas le tri des mesures sur des critères chronologiques, géométriques ou mécaniques. Cependant, le paramètre Max (Fig. 6, Annexe-III.2 et Annexe 2), qui indique le nombre de failles géométriquement compatibles avec le résultat final obtenu à partir des N failles mesurées, permet d'obtenir un critère de qualité et de cohérence géométrique de la population considérée (Fig. 6, Annexe-III.2 et Annexe 2). Cette cohérence est optimale et le résultat est considéré de bonne qualité pour des valeurs Max et N égales (Carey-Gailhardis & Vergely, 1992).

III.2.3. Âge de la déformation

Il est difficile de déterminer un âge précis de fracturation. La meilleure indication est souvent fournie uniquement par l'âge de la formation affectée. Dans l'ensemble de la région étudiée, nous avons essayé de trouver le maximum de sites de mesure dans les formations sédimentaires du bassin de Magellan (Fig. 5, Annexe-III.2 et Annexe 2), afin

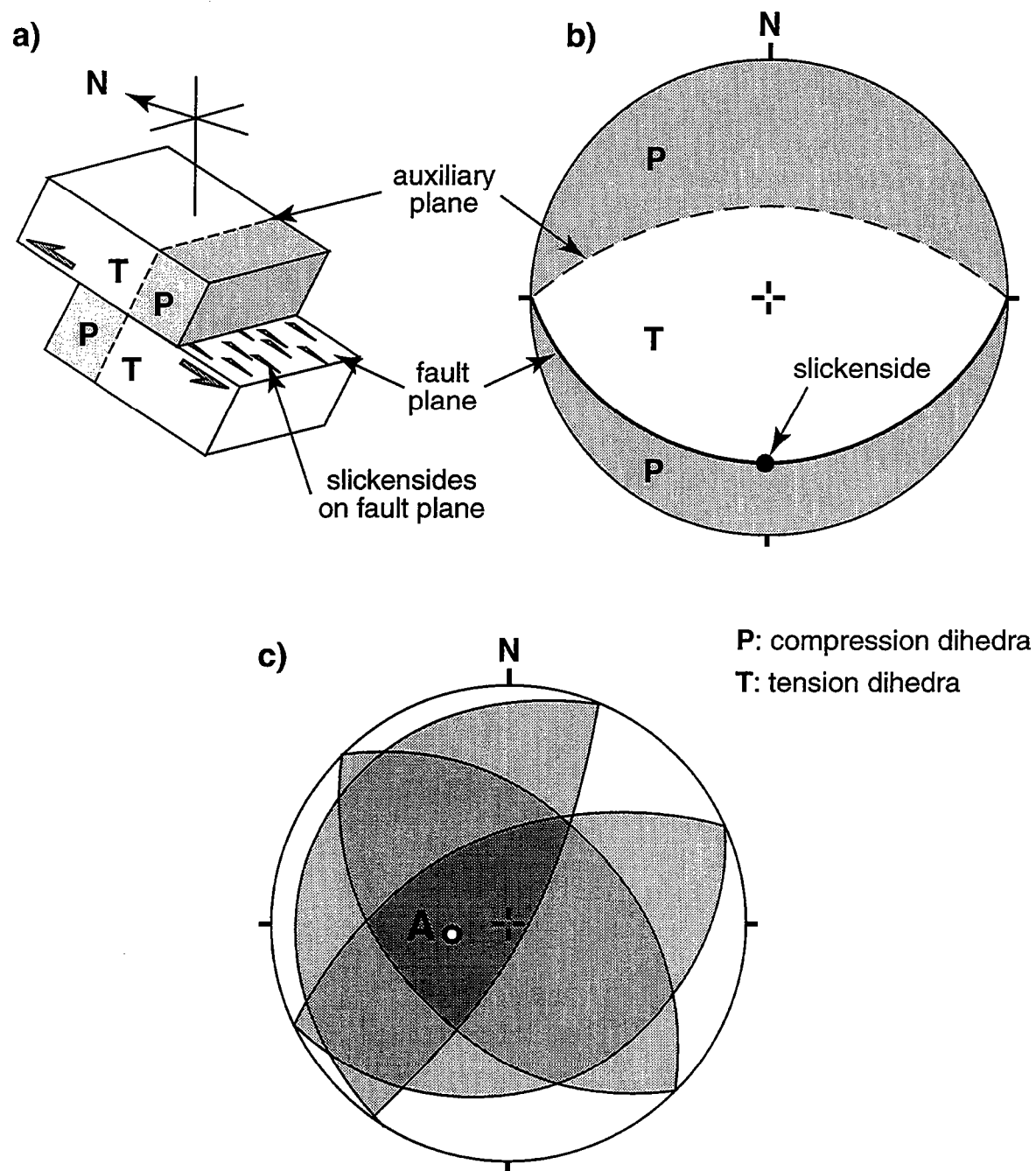


Figure III.3. Principe de construction des dièdres par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977). **a.** Un plan strié et son plan auxiliaire définissent quatre secteurs dont deux sont en raccourcissement (P) et deux en allongement (T). Le sens de cisaillement sur le plan strié détermine l'orientation du plan auxiliaire et la position relative des secteurs. **b.** Représentation stéréographique du plan de faille, du plan auxiliaire et des secteurs P et T. **c.** La superposition des dièdres définis pour x failles permet de déterminer un domaine contenant l'axe de raccourcissement (A) compatible avec la population de failles (modifié d'après Pfiffner & Burkhard, 1987).

d'obtenir des résultats corrélables à l'orogénèse andine. Les âges des formations échantillonnées s'étalent cependant depuis le Paléozoïque jusqu'au Néogène.

Des exemples pris dans les différentes zones définies le long de l'arc (Fig. 5, Annexe-III.2), nous montrent une bonne cohérence entre des résultats obtenus dans des formations d'âges différents. Dans la zone 1, au Nord de la province de Santa Cruz (cf. Fig. 5, Annexe-III.2), les sites SCz04, SCz05 et SCz06, répartis respectivement dans le Jurassique, Crétacé supérieur et Miocène, donnent des résultats à peu près équivalents. En Terre de Feu argentine, dans la zone 4 (Fig. 5, Annexe-III.2), les résultats obtenus au Sud du lac Fagnano dans la formation Yaghan (Crétacé inférieur) sont à peu près équivalents aux résultats au nord du lac issus de formations cénozoïques. A l'instar de ces deux exemples, les relations entre sites d'âge différent s'appliquent bien tout le long de l'arc (Fig. 5, Annexe-III.2). Cette bonne cohérence des résultats obtenus nous incite à les considérer comme représentatifs de la cinématique cénozoïque.

III.2.4. Type de déformation et orientations des axes principaux

L'étude du type de déformation à partir des populations de failles est traitée en annexe A-III.2. Il ressort de cette analyse que la déformation est principalement de type plane ou en aplatissement. Très peu de cas de déformation en constriction sont observés (cf. Fig. 6, Annexe-III.2 et Annexe 2).

A l'échelle régionale, les axes principaux de raccourcissement sont sub-horizontaux et orientés sub-perpendiculairement à la direction de la cordillère (Fig. 5, Annexe-III.2). Mises à part quelques exceptions, les axes principaux d'étirement sont également majoritairement sub-horizontaux (cf. Appendix B, Annexe-III.2). Une présentation des résultats cinématiques obtenus à partir de l'analyse des populations de failles, dans le système de représentation utilisé pour les mécanismes au foyer, permet de mettre en évidence le caractère sub-verticale quasi systématique de l'axe intermédiaire de la déformation (λ_2) tant le long de la Cordillère patagonienne (Fig. III.4) que le long de la Cordillère Darwin (Fig. III.5).

Cette disposition des axes principaux de la déformation, habituelle en contexte décrochant, n'est pas caractéristique d'un contexte purement chevauchant impliquant théoriquement un axe d'étirement maximum vertical, ni d'un contexte extensif avec développement de rifts nécessitant un axe de raccourcissement maximum vertical. Cependant cette répartition est compatible avec une combinaison des deux derniers types de déformation. On obtient ainsi un raccourcissement horizontal, associé à un épaissement crustal au niveau de la cordillère principale, et une extension longitudinale, qui se traduit par la présence de rifts disposés radialement dans le bassin de

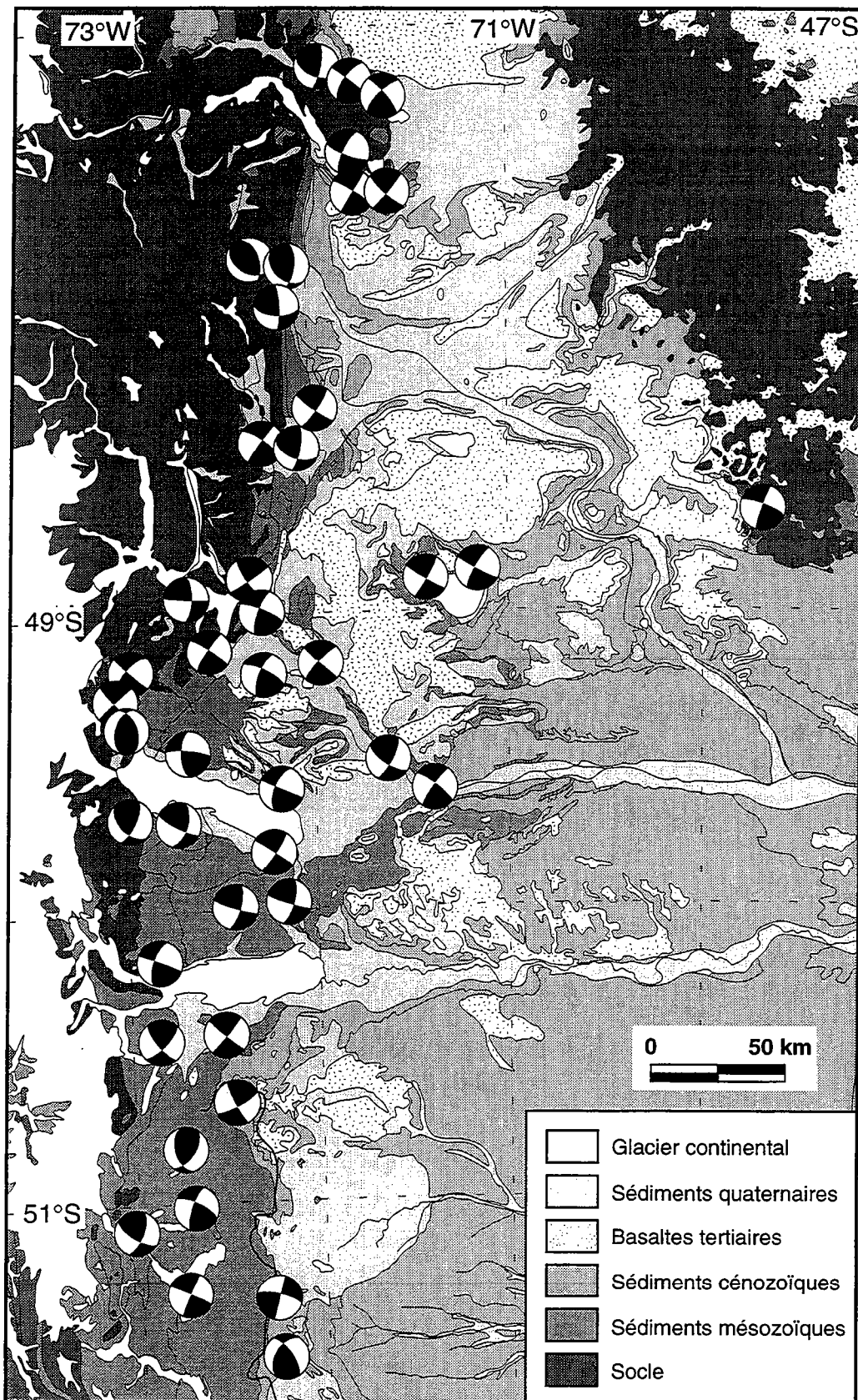


Figure III.4. Représentation des résultats de l'analyse des populations de failles sous la forme de mécanismes au foyer le long de la Cordillère patagonienne. Les secteurs blancs correspondent aux domaines en compression. Les stéréogrammes sont centrés sur les localités de mesure.

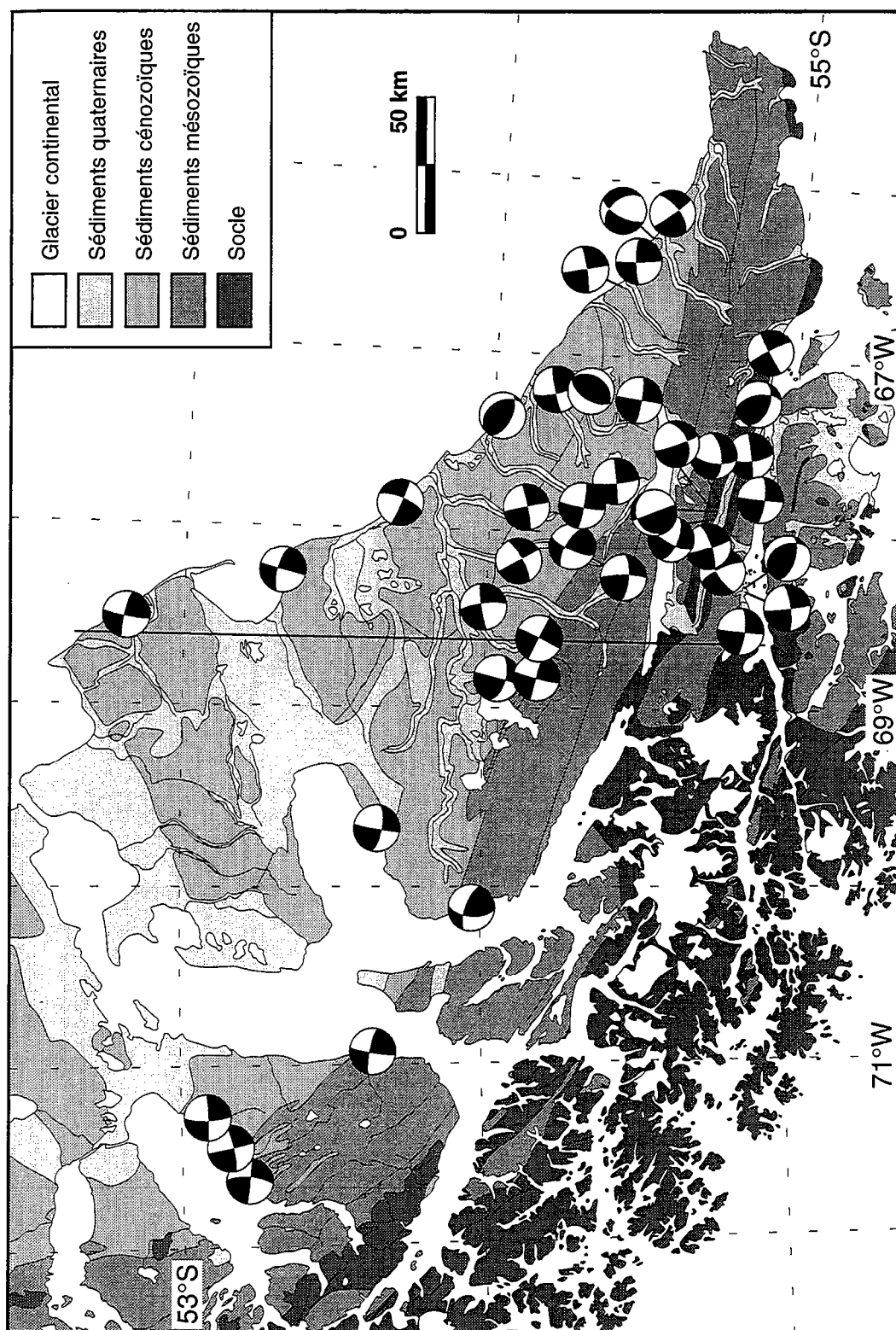


Figure III.5. Représentation des résultats de l'analyse des populations de failles sous la forme de mécanismes au foyer le long de la cordillère Darwin. Les secteurs blancs correspondent aux domaines en compression. Les stéréogrammes sont centrés sur les localités de mesure.

Magellan. La plupart des sites de mesures étant situés à la limite cordillère/bassin, ils se trouvent dans une position particulière à la transition entre les domaines affectés par l'épaississement crustal et par l'extension radiale.

III.2.5. Bilan

Les directions de raccourcissement déterminées sont globalement sub-horizontales (Appendix B, Annexe-III.2). Leur orientation varie le long de l'orocline patagonien suivant une distribution radiale (Fig. 5, Annexe-III.2). Elles sont majoritairement sub-perpendiculaires à l'orientation de la chaîne le long de la Cordillère patagonienne et dans la zone axiale. En Terre de Feu, les directions de raccourcissement sont orientées SO-NE, soit à environ 45° de l'orientation de la Cordillère Darwin. Les directions d'étirement s'organisent également dans un plan sub-horizotal, les axes intermédiaires étant généralement sub-verticaux.

Le type de déformation, estimé à partir des résultats de l'analyse par la méthode des dièdres droits, varie principalement de la déformation plane à l'aplatissement. Peu de cas de constriction sont observés (Fig. 6 et Appendix A, Annexe-III.2). Une zonation régionale des états de déformation a été mise en évidence (Fig. 6f, Annexe-III.2). Le long de la Cordillère Darwin, les cas de déformation plane dominent, tandis que le long de la Cordillère patagonienne, l'aplatissement est majoritaire.

Sur de nombreux sites, la forte proportion de failles décrochantes sénestres et dextres, orientées respectivement E-O et N-S, est caractéristique d'une déformation transpressive (Fig. 7, Annexe-III.2). A l'échelle de l'affleurement, la prédominance d'une des composantes ne s'observe pas clairement. Cependant, l'orientation de ces failles décrochantes est compatible avec les structures majeures observables à l'échelle régionale. Dans le secteur de la Cordillère Darwin, les déplacements le long des failles régionales E-O caractérisent une déformation transpressive sénestre tandis que dans le secteur de la Cordillère patagonienne, les déplacements le long des failles régionales N-S et NNO-SSE semblent plutôt traduire une déformation transpressive dextre.

Les axes principaux de raccourcissement et d'allongement sont sub-horizontaux, et ils sont respectivement, sub-perpendiculaires et sub-parallèles à l'orientation de la cordillère, tout au long de l'arc. Ces résultats sont compatibles avec une combinaison entre de l'épaississement crustal dans la cordillère et de l'extension radiale dans le bassin.

III.3. Paléomagnétisme

III.3.1. Intérêts de l'étude

Les études paléomagnétiques réalisées jusqu'à présent dans les Andes australes (Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991) se sont focalisées sur la cordillère principale (cf. § I.3). Ces travaux ont permis de mettre en évidence des rotations anti-horaires d'environ 90° au niveau de la Cordillère Darwin depuis le Jurassique (cf. § I.3). Les modèles d'évolution de l'orocline patagonien proposés par Burns *et al.* (1980) et Cunningham (1993) (cf. Figs. I.15 et I.16), qui tiennent compte des rotations, sont compatibles à l'échelle régionale avec les structures observées dans ce secteur. Cependant, ces modèles font apparaître un gradient de déformation croissant d'Ouest en Est dans les Andes australes et surtout dans le bassin de Magellan. En effet, dans ces modèles, la fermeture progressive du bassin Rocas Verdes et le développement de l'orocline patagonien depuis le Crétacé supérieur, face à une plate-forme continentale stable, impliquent un taux de raccourcissement du bassin de Magellan beaucoup plus important en Terre de Feu que dans la zone axiale (cf. I.16). Les coupes régionales réalisées (Fig. 4, Annexe-III.2), ainsi que les observations effectuées, tant sur le terrain que sur les données de sismique réflexion pétrolière, reflètent la présence d'un tel gradient de déformation d'Ouest en Est dans la ceinture d'avant-pays plissée, mais sans doute insuffisant pour accommoder une telle rotation de la cordillère.

L'absence de fort gradient de déformation dans le bassin pourrait être expliquée en partie par une rotation anti-horaire globale de l'extrémité méridionale de la plate-forme continentale sud-américaine incluant la Terre de Feu. Le système de rifts disposés radialement dans la zone axiale du bassin, est un élément en faveur de telles rotations.

Afin de tester ces possibles rotations anti-horaires du bassin de Magellan, associées à celles de la Cordillère Darwin, nous avons réalisé une mission de terrain en Janvier 1997 en vue d'une étude paléomagnétique. Nous avons ainsi échantillonné différents niveaux stratigraphiques, depuis le Crétacé jusqu'au Cénozoïque, dans le bassin de Magellan. Les échantillons ont été prélevés en Terre de Feu argentine et chilienne, ainsi que dans la province d'Ultima Esperanza au Chili (Fig. III.6 et Tab. III.1).

III.3.2. Échantillonnage

Lors de la mission de terrain, 215 carottes orientées, réparties sur 16 sites, ont été prélevées (Fig. III.6 et Annexe 3). Hormis le site 7 qui se trouve dans le domaine peu

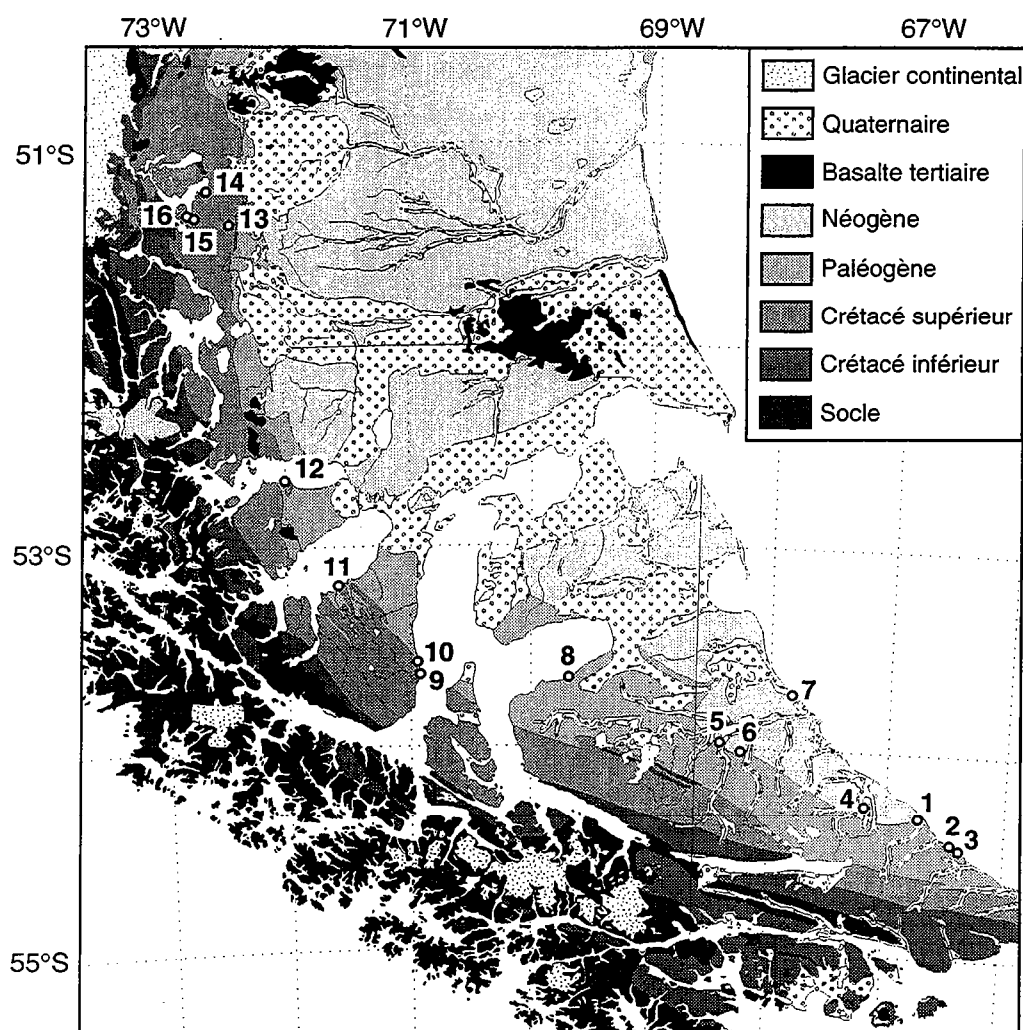


Figure III.6. Localisation des sites d'échantillonnage paléomagnétique (cercles noirs) sur fond de carte géologique.

Tableau III.1. Localisation des sites d'échantillonnage paléomagnétique.

Site	Localisation		Formation	Age	Az. So	Pendage	nb éch.
01	54°17.9'S	66°43.1'W	Margosa moy.	Oligocène	073	05 NW	19
02	54°28.6'S	66°28.3'W	Margosa inf.	Eocène	098	80 S	10
03	54°28.8'S	66°26.7'W	Margosa inf.	Eocène	101	65 S	10
04	54°14.2'S	67°12.2'W	Margosa inf.	Eocène	-	00	15
05	53°54.8'S	68°21.6'W	Margosa inf.	Eocène	114	32 S	12
06	53°57.4'S	68°56.5'W	Margosa inf.	Eocène	163	11 E	6
07	53°41.2'S	67°50.7'W	Cabo Domingo	Miocène	-	00	10
08	53°39.1'S	69°42.7'W	Bahía Inútil	Oligo-Miocène	117	12 NE	16
09	53°37.9'S	70°54.8'W	Rosa	Campanien	132	55 SW	15
10	53°34.9'S	70°55.8'W	Rosa	Campanien	140	61 NE	12
11	53°10.6'S	71°36.0'W	Rocallosa	Maast-Paélo	170	20 W	11
12	52°39.3'S	71°58.2'W	eq. Rocallosa	Maast-Paélo	168	58 E	15
13	51°16.4'S	72°21.3'W	Cerro Toro	Albien-Santo.	177	31 E	14
14	51°06.8'S	72°35.7'W	Cerro Toro	Albien-Santo.	158	45 W	17
15	51°14.8'S	72°29.7'W	Cerro Toro	Albien-Santo.	017	19 E	15
16	51°19.8'S	72°40.8'W	Cerro Toro	Albien-Santo.	143	13 NE	18

Az. So : Direction de la stratification; nb éch. : Nombre d'échantillons prélevés

déformé, les sites sont localisés dans la ceinture d'avant-pays plissée du bassin de Magellan. Les sites 1 à 8 se répartissent dans des sédiments cénozoïques (Éocène à Miocène) en Terre de Feu, alors que les sites 9 à 16 sont localisés dans des sédiments d'âge Crétacé supérieur sur le continent (Fig. III.6 et Tab. III.1). Suivant les sites, les sections échantillonnées ont une épaisseur variant de quelques mètres à environ 50 mètres. De 6 à 19 échantillons par site ont été prélevés en fonction des conditions d'affleurement (Tab. III.1).

A cause de l'absence des lithologies habituellement utilisées pour les études paléomagnétiques (niveaux volcaniques ou tufacés interstratifiés, séries rouges, etc.), l'essentiel des séries échantillonnées étaient de nature limoneuse à gréseuse fine. Les sites 1 à 6 ont été prélevés dans les séries Margosa inférieur et moyen (Eo-Oligocène). Ces séries détritiques sont composées d'alternances plus ou moins régulières de pélites et de grès fins. Les sites 7 et 8 sont localisés respectivement dans les formations Cabo Domingo d'âge Miocène (Codignotto & Malumián, 1981) et Bahía Inútil-Brush Lake d'âge Oligo-Miocène. Ces formations sont essentiellement composées de bancs gréseux moyens à fins. Les sites 9 et 10 ont été échantillonnés dans la formation Rosa (Campanien). Les sites 11 et 12 sont de la formation Rocallosa ou de ses équivalents latéraux (Maastrichtien-Paléocène). Les formations des sites 9 à 12 sont constituées d'alternances de niveaux pélitiques et de niveaux plus gréseux. Les sites 13 à 16 ont été prélevés dans la formation Cerro Toro (Albien-Santonien). Cette série est une séquence turbiditique à dominante pélitique.

Sur chaque site, l'essentiel des échantillons provient des niveaux les plus fins qui sont susceptibles de fournir le meilleur enregistrement de l'aimantation rémanente déritique. Dans la région couverte au cours de cette mission et compte tenu de l'objectif fixé, la majeure partie des sites pouvant être échantillonnés a été parcourue.

III.3.3. Propriétés magnétiques

L'aimantation rémanente des échantillons a été mesurée sur un magnétomètre cryogénique (CEA-LETI) au laboratoire de Géosciences-Rennes. Les premières mesures effectuées ont montré de faibles valeurs d'intensités d'aimantation rémanente naturelle et de susceptibilité magnétique pour la majorité des échantillons prélevés. Seul le site 7 présente des intensités un peu plus élevées (Fig. III.7). D'autre part, les mesures préliminaires de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) ont révélé la présence d'une très forte viscosité magnétique sur la quasi totalité des sites. L'origine d'une telle viscosité réside probablement dans la taille des minéraux magnétiques présents dans les échantillons. En effet l'aimantation rémanente visqueuse est souvent portée par les grains polydomaines, de volume plus important que les grains monodomaines.

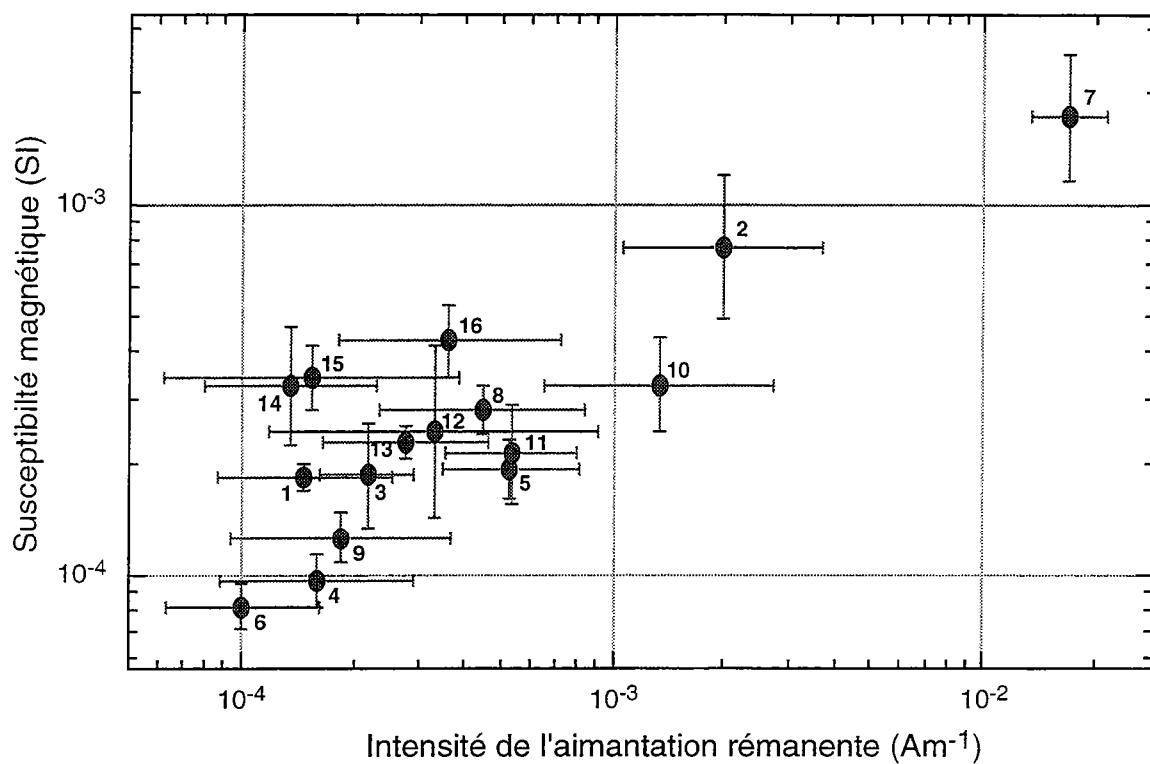


Figure III.7. Représentation des moyennes par site, de la susceptibilité magnétique en fonction de l'intensité de l'aimantation rémanente naturelle.

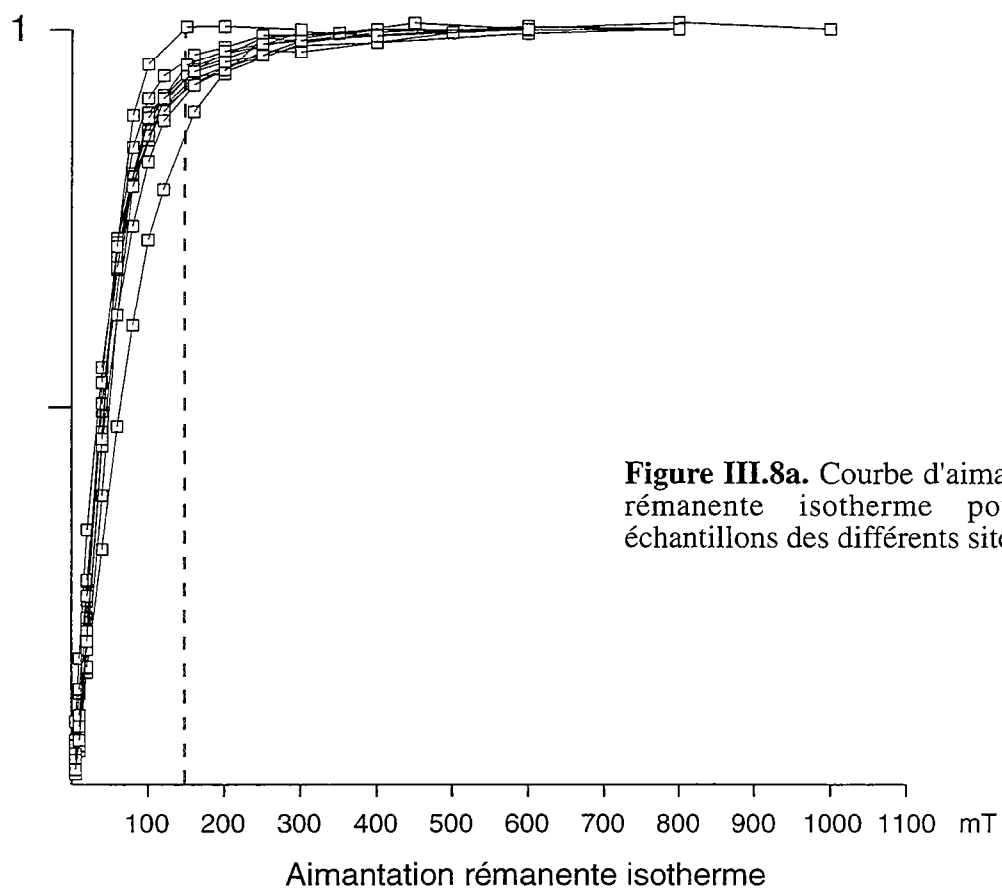


Figure III.8a. Courbe d'aimantation rémanente isotherme pour 12 échantillons des différents sites.

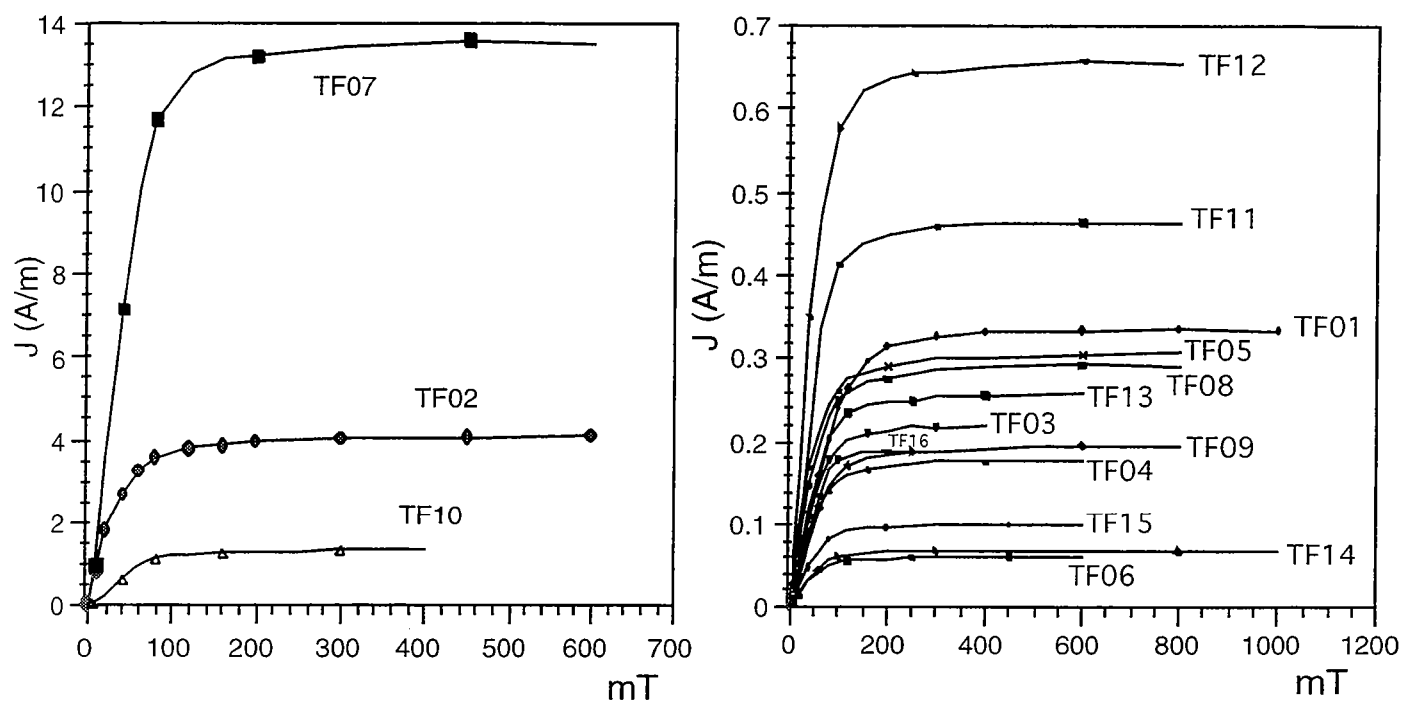


Figure III.8b. Acquisition progressive d'aimantation rémanente isotherme. L'intensité de l'aimantaion à saturation est très variable d'un site à l'autre.

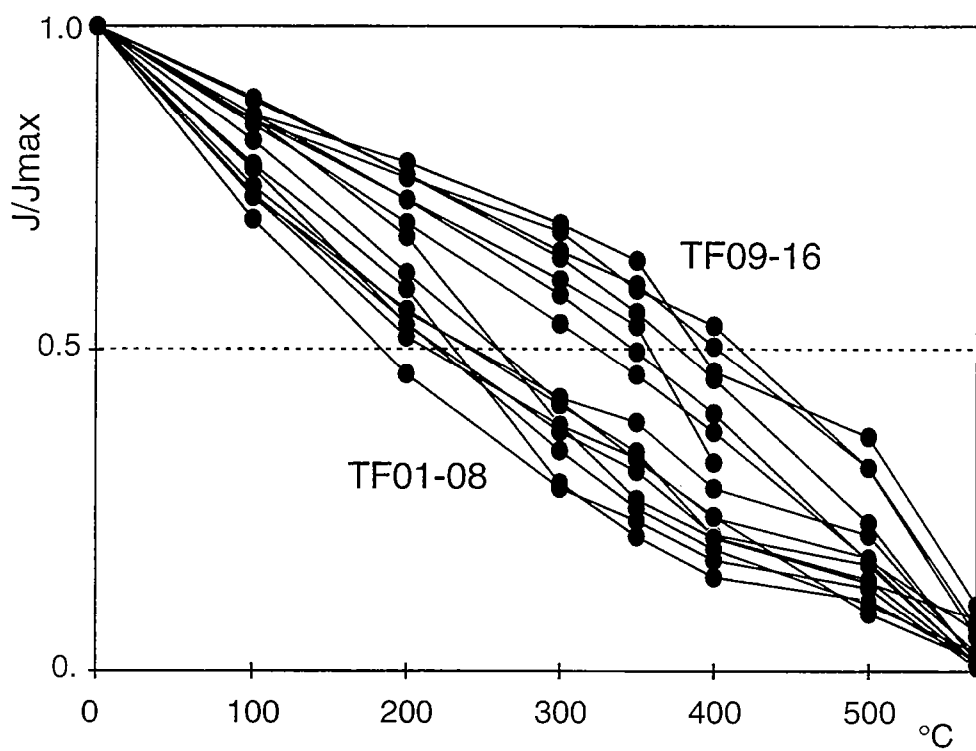


Figure III.8c. Désaimantations thermiques des aimantations rémanentes isothermes.

Afin d'identifier les porteurs magnétiques, des acquisitions progressives d'aimantation rémanente isotherme (A.R.I.) ont été effectuées. On constate que la saturation de l'aimantation est atteinte pour des valeurs de champ appliqué comprises entre 100 et 200 mT (Fig. III.8a). Ceci suggère que les minéraux magnétiques présents dans ces échantillons ont une faible coercivité. Il pourrait s'agir de magnétite (ou de titanomagnétites) ou de sulfures (type pyrrhotite).

La magnétite ou les titanomagnétites sont probablement un produit dérivé de l'érosion des séries volcanoclastiques jurassiques de la cordillère principale. Toutefois l'intensité de l'aimantation à saturation est très variable (de $5 \cdot 10^{-2}$ à 13 A/m), ce qui montre que la teneur et peut-être la nature des minéraux ferromagnétiques sont variables d'un site à l'autre (Fig. III.8b). Durant les désaimantations thermiques des A.R.I.s, des températures de déblocage de l'ordre de 350°C ont été observées sur les sites 1 à 8 (Fig. III.8c), ce qui suggère la présence de sulfures. Sur tous les sites, les températures de déblocage les plus élevées sont proches de 580°C, ce qui confirme la présence de magnétite ou de titanomagnétites de faibles teneurs en titane.

En définitive, du fait des faibles propriétés magnétiques des échantillons prélevés, l'analyse et l'interprétation de leur aimantation rémanente est difficile et délicate. Jusqu'à présent, cette étude en cours de réalisation n'a pas fourni de résultats significatifs concernant les rotations. Les principaux résultats disponibles concernent l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

III.3.4. Anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible

L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible (ASM) peut constituer un moyen d'investigation du champ de déformation (Kissel *et al.*, 1986; Lamarche & Rochette, 1987). La fabrique magnétique d'une roche dépend fortement du système cristallographique et/ou de la forme des minéraux magnétiques présents (Rochette *et al.*, 1992). La susceptibilité magnétique s'exprime sous la forme d'un tenseur d'ASM. Les valeurs propres K_{\max} , K_{int} et K_{\min} fournissent les valeurs des axes principaux (maximum, intermédiaire et minimum) de l'ellipsoïde d'ASM. Le plan défini par les axes intermédiaire et minimum est le plan de foliation magnétique. Le rapport K_{int}/K_{\min} définit le pourcentage de foliation tandis que le rapport K_{\max}/K_{int} définit le pourcentage de linéation; enfin la direction de l'axe maximum correspond à l'orientation de la linéation magnétique.

La foliation magnétique dans les roches sédimentaires résulte initialement des processus de dépôts. Les particules magnétiques, allongées et plates, s'orientent préférentiellement suivant les plans de stratification. Lors de la compaction des séries,

cette orientation préférentielle est accentuée (Cogné, 1987; Rochette *et al.*, 1992; Aubry *et al.*, 1996). La linéation magnétique peut résulter de divers processus : (1) la présence de courants significatifs lors de la sédimentation qui orientent les particules allongées, (2) l'orientation des particules allongées dans la direction du champ magnétique terrestre lors du dépôt, et (3) un contrôle tectonique impliquant une réorientation tardive des particules dans le plan de stratification en fonction de la direction principale de raccourcissement (Aubry *et al.*, 1996). Dans ce dernier cas, l'ellipsoïde d'ASM est assimilable à un ellipsoïde de déformation.

Dans le cadre de cette étude, il est intéressant de vérifier si la tectonique andine a eu une influence sur l'ASM des séries sédimentaires du bassin de Magellan.

III.3.4.1. Méthode d'analyse

Les mesures d'ASM ont été réalisées sur un "kappabridge" (susceptibilimètre en champ faible) au laboratoire de l'IPG de Saint-Maur des Fossés. La grande sensibilité de cet appareillage nous a permis de déterminer les axes principaux du tenseur d'ASM pour tous les échantillons mesurés, malgré la faible susceptibilité magnétique de certains d'entre eux. Les résultats obtenus pour chaque échantillon ainsi que les représentations graphiques des tenseurs moyens par site incluant l'ensemble des mesures sont présentés en annexe 3. Les résultats du calcul du tenseur moyen par site figurant dans le tableau III.2 excluent quelques mesures suspectes. Celles-ci sont peut être dues à des problèmes d'orientation des échantillons lors du prélèvement ou plus probablement à des erreurs de manipulation lors de la mesure. Au total pour les 16 sites, 17 mesures sur 210 effectuées ont été écartées (Tab. III.2).

III.3.4.2. Résultats de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

L'anisotropie de susceptibilité magnétique sur les sites étudiés est loin d'être négligeable. En effet, les degrés d'anisotropie sont compris entre 2 et 10% (Tab. III.2).

La fabrique d'ASM est essentiellement contrôlée par la stratification sur l'ensemble des sites (Tab. III.2). Un calcul de Fisher réalisé sur les vecteurs K_{\min} (corrigés du pendage) par site donne une inclinaison de $86,4^\circ$ avec un angle de confiance de $2,6^\circ$ et un paramètre de concentration k de 196. Ainsi l'axe minimum de l'ellipsoïde d'ASM est sub-perpendiculaire au plan de stratification. Ceci nous indique que la foliation magnétique moyenne est parallèle à la stratification. L'intensité du paramètre de foliation varie de 1,5% à environ 9% (Tab. III.2).

La linéation magnétique s'exprime différemment suivant les sites (Tab. III.2). D'une manière générale, elle est plus marquée dans les sites d'âge crétacé supérieur (sites 9 à 16) que dans les sites d'âge cénozoïque (sites 1 à 8). Certaines valeurs de pourcentage

Tableau III.2. Résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible

Site	n/N	Kmax	D	I	P1	P2	Kint	D	I	P1	P2	Kmin	D	I	P1	P2	L	F	%An
01	19/19	1,016	69,7	0,0	30,3	1,5	1,015	339,7	-0,6	30,3	1,7	0,968	339,7	89,4	1,7	1,5	1,001	1,048	5,0
02	10/10	1,017	90,9	-3,8	15,7	8,4	1,000	0,6	-4,8	16,6	13,5	0,983	38,8	83,9	14,8	8,5	1,017	1,016	3,4
03	10/10	1,015	223,5	0,0	74,4	6,2	1,014	133,5	-2,0	74,4	4,4	0,971	133,5	88,0	7,7	4,2	1,001	1,044	4,5
04	14/14	1,012	9,6	0,0	35,2	2,0	1,011	279,6	-2,3	35,2	2,8	0,978	279,6	87,7	2,9	2,0	1,001	1,034	3,5
05	10/11	1,027	300,7	10,8	22,5	4,2	1,017	210,7	-0,1	23,1	3,0	0,956	121,3	79,2	7,9	3,7	1,011	1,064	7,5
06	6/6	1,010	274,9	7,0	17,0	2,6	1,007	183,6	10,4	14,6	5,3	0,983	38,4	77,4	10,5	4,2	1,003	1,024	2,7
07	8/10	1,033	327,5	3,8	32,7	4,2	1,026	237,6	-1,3	33,0	7,9	0,940	166,9	86,0	9,8	3,0	1,007	1,091	9,9
08	14/15	1,021	108,2	-0,2	7,4	2,9	1,003	18,2	3,6	8,1	6,3	0,976	195,0	86,4	7,3	2,8	1,018	1,028	4,6
09	14/15	1,017	325,2	-3,1	7,1	2,7	1,001	234,6	-10,3	11,5	4,1	0,982	251,8	79,3	10,4	3,0	1,016	1,019	3,6
10	10/12	1,011	300,7	-2,7	32,6	6,2	1,002	210,8	1,9	33,1	17,5	0,987	335,2	86,7	18,8	6,4	1,008	1,015	2,4
11	9/10	1,015	333,8	-1,1	8,9	4,3	1,005	243,9	0,7	9,7	7,9	0,980	7,2	88,7	9,1	4,0	1,009	1,026	3,5
12	10/15	1,013	302,9	3,1	47,0	6,6	1,006	212,9	1,0	47,2	9,0	0,981	104,7	86,7	11,3	6,0	1,007	1,025	3,2
13	13/14	1,009	357,0	-3,0	7,3	3,8	1,003	267,3	5,1	4,8	2,1	0,988	56,6	84,0	6,7	2,1	1,006	1,015	2,1
14	16/17	1,025	0,7	6,6	5,3	3,3	1,007	270,2	4,9	5,3	4,7	0,969	143,8	81,8	5,3	3,8	1,018	1,039	5,8
15	14/15	1,023	352,9	2,1	3,9	2,1	0,999	262,8	3,3	4,3	3,8	0,978	115,9	86,1	4,4	2,2	1,024	1,021	4,5
16	16/17	1,023	354,0	-9,8	4,4	2,5	1,003	264,3	1,6	3,4	2,4	0,974	3,5	80,1	4,5	3,2	1,020	1,029	5,0

n est le nombre d'échantillons pris en compte pour calculer le tenseur moyen d'anisotropie en fonction du nombre d'échantillons mesurés N;
Kmax, Kint et Kmin correspondent aux valeurs propres des axes principaux du tenseur avec leurs vecteurs propres (D, I), corrigés du pendage;
P1 et P2 sont les paramètres de l'ellipse de confiance à 95%;

L et F sont les valeurs de linéation et de foliation; $L = K_{\max} / K_{\text{int}}$; $F = K_{\text{int}} / K_{\text{min}}$;

%An correspond au pourcentage d'anisotropie $((K_{\max}/K_{\text{min}}) - 1) \times 100$.

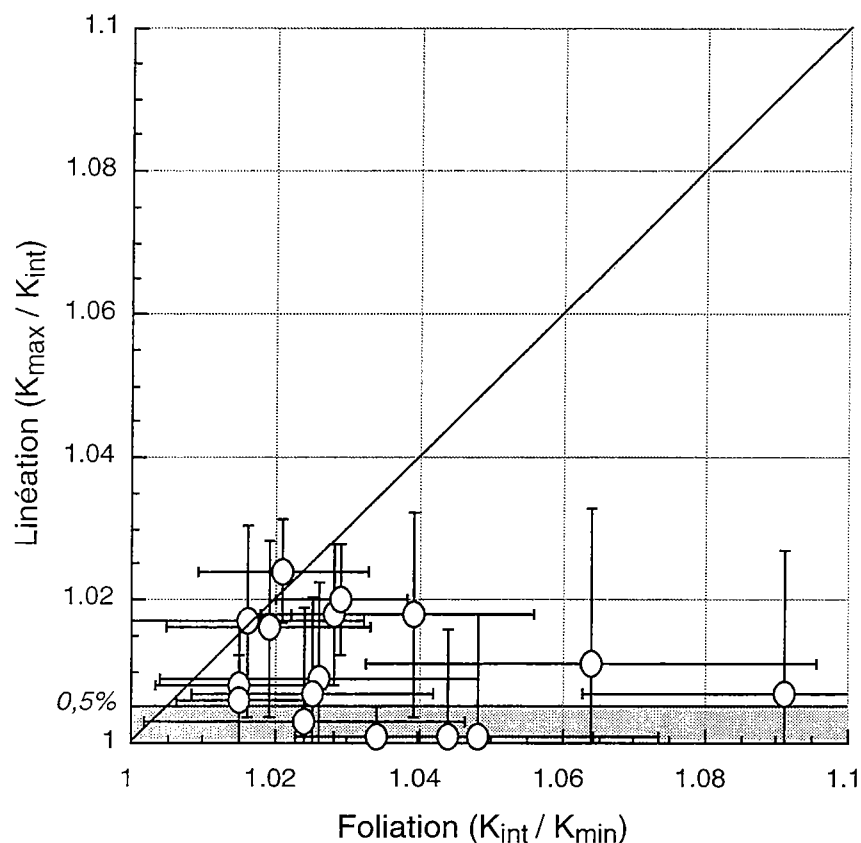


Figure III.9. Représentation de la linéation magnétique en fonction de la foliation magnétique pour les tenseurs moyens d'anisotropie de susceptibilité magnétique par site. Le secteur grisé correspond à des valeurs de linéations non significatives compte tenu des incertitudes expérimentales.

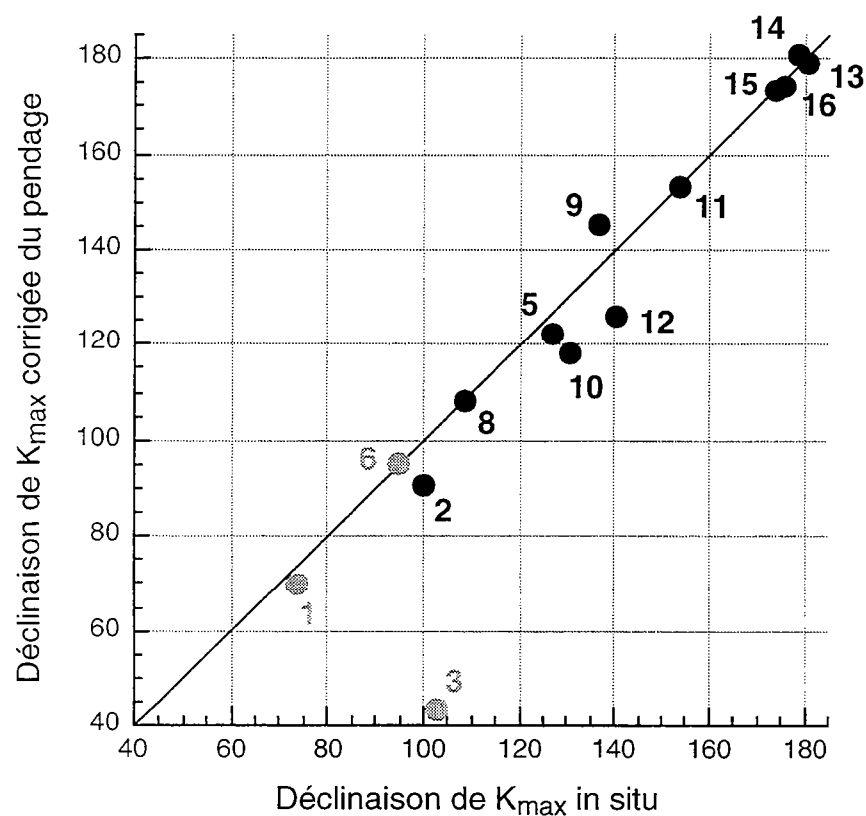


Figure III.10. Représentation des déclinaisons de K_{\max} corrigées du pendage en fonction des valeurs in-situ pour les 14 sites échantillonnés dont la stratification n'est pas horizontale. La relation linéaire indique une déclinaison de K_{\max} stable après correction de pendage. Les points représentés en gris concernent les sites pour lesquels la linéation magnétique est peu significative.

de linéation sont quasiment négligeables (sites 1, 3, 4 et 6). Dans deux cas (sites 2 et 15), la linéation est aussi bien sinon mieux exprimée que la foliation. L'importance relative de la linéation en fonction de la foliation est présentée sur la figure III.9. Ce diagramme de Flinn permet de constater que l'ensemble des ellipsoïdes se répartissent dans des domaines compris entre la déformation plane et l'aplatissement. Ces résultats sont compatibles avec ceux obtenus par l'analyse des populations de failles (cf. Annexe-III.2).

III.3.4.3. Origine de la linéation magnétique

On constate que les linéations magnétiques sur chaque site sont pratiquement horizontales (après corrections de pendage). Une comparaison pour chaque site, entre les déclinaisons des K_{\max} *in situ* et celles des K_{\max} corrigés du pendage, montre une très bonne corrélation linéaire proche de 1, exception faite du site 3 (Fig. III.10). Une telle corrélation indique que les directions de linéations magnétiques sont très proches des axes de plis affectant les séries. Les linéations magnétiques observées peuvent donc être reliées au champ de déformation régional (Kissel *et al.*, 1986; Lamarche & Rochette, 1987; Aubry *et al.*, 1996).

D'autre part, nous constatons une corrélation entre l'intensité de la linéation et la localisation des sites. Les sites 15 et 16, pour lesquels les linéations magnétiques sont les mieux exprimées, sont localisés dans les secteurs les plus déformés. Certaines anomalies apparaissent cependant dans les formations cénozoïques en Terre de Feu. Par exemple, le site 3 présente une linéation négligeable, alors qu'il est localisé dans une zone relativement déformée où la stratification présente un pendage de 65° , tandis qu'au niveau du site 8, où la stratification est faiblement pentée, la linéation est plus marquée (Tabs. III.1 et III.2).

III.3.4.4. Relations entre ASM et champ de déformation régional

L'analyse détaillée des résultats de l'ASM par site (Tab. III.2 et Annexe 3.3) montre que les linéations magnétiques représentatives sont presque systématiquement orientées sub-parallèlement à l'orientation de la cordillère. Afin de simplifier la lecture de ces résultats, nous avons calculé des tenseurs moyens d'ASM en regroupant les sites en trois secteurs distincts (Fig. III.11). Ce découpage est le même que celui utilisé pour définir les différentes zones dans l'analyse des populations de failles (cf. Fig. 5, Annexe-III.2). Les trois secteurs se répartissent respectivement le long de la Cordillère patagonienne (sites 13 à 16), dans la zone axiale (sites 8 à 12) et le long de la Cordillère Darwin en Terre de Feu argentine (sites 1 à 7). Compte tenu de la relation entre l'ASM et le champ de déformation, l'obtention de tenseurs moyens par secteur permet de déduire des directions de raccourcissement; celles-ci sont orientées perpendiculairement à K_{\max}

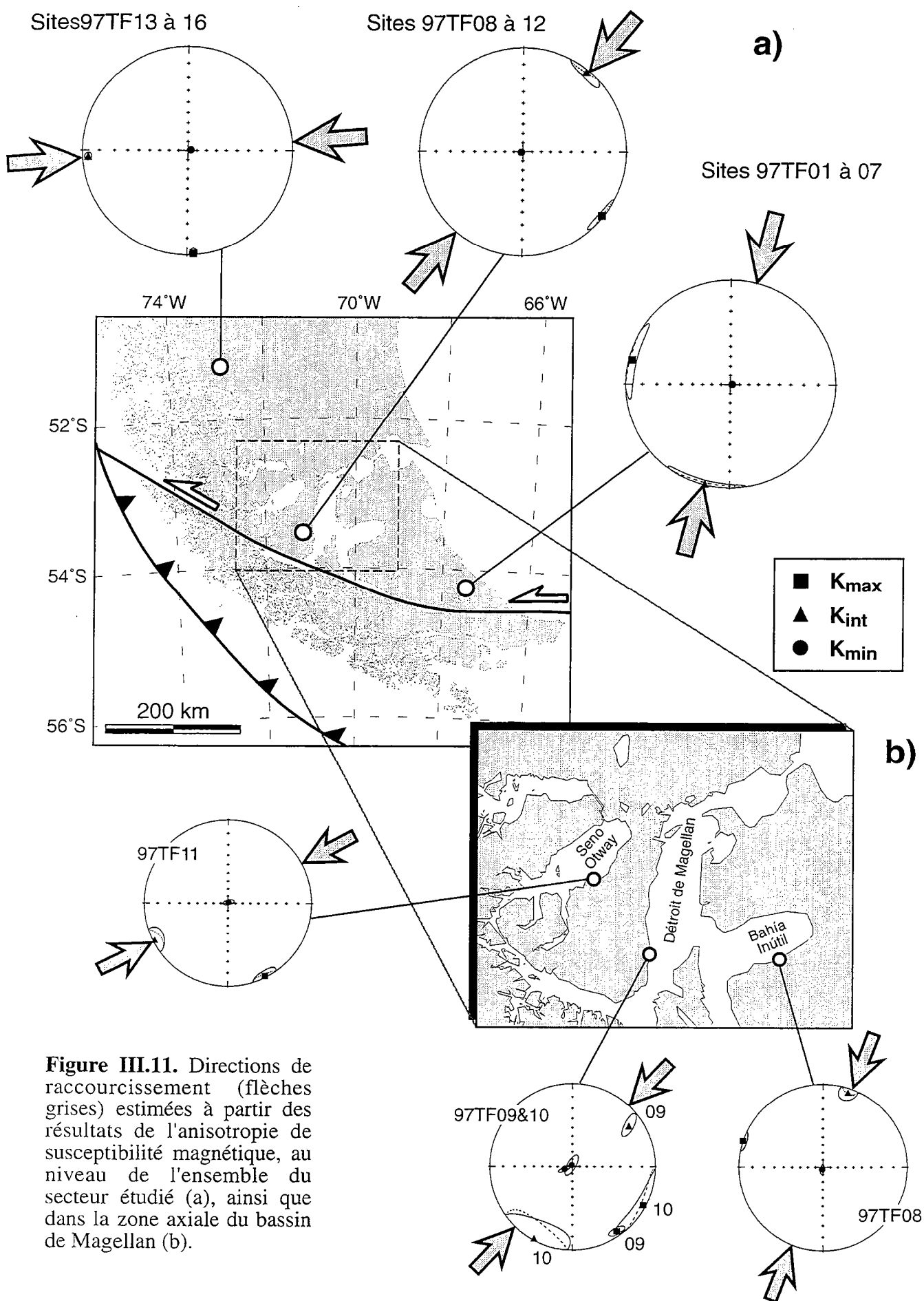


Figure III.11. Directions de raccourcissement (flèches grises) estimées à partir des résultats de l'anisotropie de susceptibilité magnétique, au niveau de l'ensemble du secteur étudié (a), ainsi que dans la zone axiale du bassin de Magellan (b).

(Fig. III.11a). Les directions de raccourcissement régionales ainsi estimées sont disposées radialement le long de l'arc. A une échelle plus locale, au coeur de l'arc (Fig. III.11b), la même disposition radiale peut être observée pour les sites 8 à 11.

Les directions de raccourcissement déduites de l'ASM sont en accord avec celles obtenues par l'étude des populations de failles (cf. § III.2). Elles sont sub-horizontales et ont une distribution radiale sub-perpendiculaire à l'orientation de la cordillère. Une différence peut néanmoins être observée au niveau de la Terre de Feu argentine. La direction de raccourcissement obtenue à partir de l'ASM est orientée au 010°E tandis que la direction moyenne issue des populations de failles est proche de 045°E (cf. Appendix B, Annexe-III.2). Cette différence provient sans doute de l'âge des formations considérées afin de calculer les directions moyennes. La direction issue de l'analyse d'ASM intègre uniquement des formations cénozoïques, tandis que la direction issue de l'analyse des populations de failles intègre l'ensemble des sites de mesures tant cénozoïques que crétacé au Sud du lac Fagnano (Fig. 5, Annexe-III.2). Or, les directions de raccourcissement obtenues dans les formations cénozoïques sont plus proches d'une direction méridienne (cf. stations TdF3 à TdF19, hormis TdF6 et TdF10, Fig. 5, Annexe-III.2). Pendant le Cénozoïque, la direction "régionale" de raccourcissement en Terre de Feu est donc probablement plus proche d'une direction sub-méridienne.

III.3.5. Bilan

Jusqu'à présent, l'étude paléomagnétique n'a pas fourni de résultats significatifs concernant de possibles rotations anti-horaires de l'extrémité méridionale de la plateforme continentale Sud-américaine, incluant le bassin de Magellan en Terre de Feu.

L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique permet cependant de valider les directions de raccourcissement définies à partir de l'analyse des populations de failles et surtout de les corréler à l'orogénèse andine. En effet, les linéations magnétiques, dont la corrélation avec le champ de déformation régional a été mise en évidence, permettent d'estimer des directions de raccourcissement. Comme dans l'étude des populations de failles, ces directions de raccourcissement présentent une disposition radiale, sub-perpendiculaire à l'orientation de la cordillère. Les formations échantillonnées étant d'âge Crétacé supérieur à Cénozoïque, les linéations magnétiques mesurées sont liées à la compression andine.

Le site 7 et particulièrement le site 8 (formations d'âge Miocène et Oligo-Miocène) permettent de montrer que la déformation compressive a été active au moins jusqu'au Miocène dans le bassin de Magellan.

Les résultats de l'anisotropie de susceptibilité magnétique, en terme de type de déformation, sont également compatibles avec ceux obtenus par l'analyse des populations de failles. On observe en effet des ellipsoïdes variant de la déformation plane à l'aplatissement.

III.4. Modélisation analogique

III.4.1. Objectifs

A l'échelle lithosphérique, pendant le Néogène, deux processus majeurs interviennent au niveau de l'extrémité de l'Amérique du Sud : premièrement, l'*effet de coin* du continent, marqué par le passage progressif d'une zone de subduction le long de la marge occidentale (N-S) à une zone de décrochement le long de la marge méridionale (E-O), et deuxièmement la subduction progressive de la dorsale du Chili sous la bordure occidentale du continent et ses implications thermiques (cf. § I.2).

L'essentiel des structures observées, ainsi que les données cinématiques recueillies dans le bassin de Magellan et dans la cordillère principale, s'intègrent relativement bien dans le contexte tectonique cénozoïque, ou pour le moins néogène, de la Patagonie. Cependant le problème de l'importance relative des deux processus majeurs reste posé.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre I, de nombreux travaux traitent de l'influence de la subduction de la dorsale du Chili (Cande & Leslie, 1986; Forsythe *et al.*, 1986; Ramos & Kay, 1992; Thorkelson, 1996; Gorrington *et al.*, 1997; Tebbens *et al.*, 1997). Les implications d'un tel processus au niveau de la déformation de la lithosphère continentale sont toujours controversées.

La modélisation analogique à l'échelle lithosphérique (sable-silicone-miel) exclut la possibilité d'étudier les problèmes thermiques liés à la subduction d'une dorsale océanique. De plus, le contexte tectonique particulier de la Patagonie étant difficile à mettre en œuvre dans de tels modèles, nous avons tenté d'aborder les influences de l'*effet de coin* au niveau de la déformation continentale par le biais de modèles simplificateurs. En raison de l'échelle des modèles, les implications relatives à l'érosion de la cordillère et à la sédimentation dans le bassin de Magellan ont également été négligées.

La déformation continentale liée aux processus de subduction a déjà été étudiée en modélisation analogique à l'échelle de l'Amérique du Sud (Cobbold *et al.*, 1996). Nous nous sommes attachés à une étude plus régionale du contexte patagonien.

Dans nos modèles, impliquant deux types de lithosphère (continentale et océanique), le domaine continental patagonien est représenté par une lithosphère continentale dont la forme initiale est rectangulaire; un coin arrondi modélise l'orocline (Fig. 8, Annexe-III.2). Une des limites océan/continent est perpendiculaire à la direction de raccourcissement imposée, l'autre parallèle. Les forces horizontales sont appliquées à la lithosphère océanique, par le biais d'un piston, afin de simuler l'expansion au niveau d'une dorsale océanique. Cette simulation du contexte tectonique de la Patagonie, bien que simpliste, nous a permis d'observer le comportement de la lithosphère continentale le long d'une bordure océan/continent dans un contexte compressif et décrochant et plus particulièrement au niveau de la zone de transition.

III.4.2. Contexte expérimental, dimensionnement et résultats

L'ensemble du contexte expérimental, les matériaux analogues utilisés, le dimensionnement, les conditions aux limites, ainsi que les principaux résultats issus de la modélisation analogique, sont présentés dans la publication en Annexe-III.2.

III.4.3. Bilan

Les modèles analogiques réalisés, bien que simplistes par rapport au contexte naturel de la Patagonie, montrent que "l'effet de coin" constitue une condition suffisante au développement de la plupart des structures majeures affectant la lithosphère continentale de la Patagonie pendant le Cénozoïque. En effet, les principales caractéristiques du champ de déformation observées le long de la bordure continentale sont : (1) des rotations rigides anti-horaires de blocs à l'extrémité sud-ouest du continent, (2) le développement de rifts sub-perpendiculaires à la bordure océan/continent qui accommodent les rotations de blocs et qui présentent des composantes décrochantes senestres, et (3) la formation de plis et de chevauchements le long de la bordure méridionale, compatibles avec une direction de raccourcissement SO-NE. Dans les modèles, les structures compressives d'échelle crustale (plis ou chevauchements) ne se développent pas le long de la bordure occidentale du continent; cependant, le caractère compressif se traduit par une flexuration à l'échelle de la lithosphère.

Compte tenu des conditions aux limites appliquées, les structures apparaissant dans les modèles analogiques sont comparables aux structures naturelles, au facteur d'échelle près.

Annexe III.1

**Le détroit de Magellan : élément
d'un système de rifts néogènes**

A-III.1. Le détroit de Magellan : élément d'un système de rifts néogènes***A - III.1.1. Résumé***

Le détroit de Magellan, qui relie les océans Pacifique et Atlantique, sépare la Terre de Feu de l'extrémité Sud du continent sud-américain. Le détroit traverse de part en part la Cordillère des Andes ainsi que le bassin d'avant-pays de Magellan. D'autres bras de mer intrudent également la zone axiale du bassin de Magellan. Ces dépressions sont depuis longtemps interprétées comme des vallées glaciaires résultant des dernières glaciations quaternaires. A partir de l'imagerie satellitaire Landsat, de la topographie numérique ainsi que de données de terrain, nous interprétons ces dépressions comme étant des grabens et des héli-grabens. De manière générale, le développement d'un système de rifts dans un bassin d'avant-pays est inhabituel, cependant en Patagonie, un tel système est compatible avec les structures compressives régionales ainsi qu'avec le contexte tectonique pendant le Néogène.

A-III.1.2. Article

Magellan Strait: part of a Neogene rift system

Article publié dans *GEOLOGY* (Août 1997, v. 25, n° 8: 703-706)

Reproduit avec l'aimable autorisation de la Geological Society of America.

(GSA Copyright Permission n°: 21452)

Magellan Strait: Part of a Neogene rift system

Marc Diraison¹, Peter R. Cobbold¹, Denis Gapais¹ and Eduardo A. Rossello²

¹ Géosciences-Rennes (UPR 4661 du CNRS), Université de Rennes I, 35042 RENNES Cedex, France

² CONICET and Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT

The Magellan Strait joins the Atlantic and Pacific Oceans, separating Tierra del Fuego from southernmost continental South America. The strait cuts both the Andean Cordillera and the Magellan foreland basin. Others arms of the sea intrude the axial zone of the Magellan basin. These depressions have long been interpreted as glacial valleys. On the basis of Landsat images, digital topography, and field data, we interpret the depressions as rifts or half rifts. In general, active rifts developed within foreland basins are unusual, but in Patagonia they are consistent with regional deformation and its plate tectonic setting during the Neogene.

INTRODUCTION

At the southern tip of South America, the Andes form an arc, between the northward-trending Patagonian Cordillera and the eastward-trending Cordillera Darwin (Fig. 1). On the northeastern side of the arc is the Magellan basin, which has the shape of a bow. Within it, Late Cretaceous to Tertiary synorogenic sediments are as thick as 8 km (Ramos, 1989). Isopachs show a remarkable degree of mirror symmetry about an axis trending northeast (Fig. 1), along the northern side of the Magellan Strait (Fig. 2). This symmetry axis is to the basin, as an arrow is to a bow. The Magellan Strait forms one of a series of glaciated valleys in southern Patagonia. During recent fieldwork, we discovered that the Magellan Strait forms part of a Neogene rift system. The purpose of this paper is to describe the rift system and its relationship to the nearby cordillera, accounting for them in terms of the plate tectonic setting of southernmost South America. Oblique convergence between plates and transcurrent motions make the setting more complex than that of the Central Andes.

Since the late Paleozoic, the southwestern margin of Gondwana has been subject to phases of compressional or extensional deformation, in a context of eastward subduction of oceanic plates (Rapela and Pankhurst, 1992; Storey, 1993). From the middle Triassic

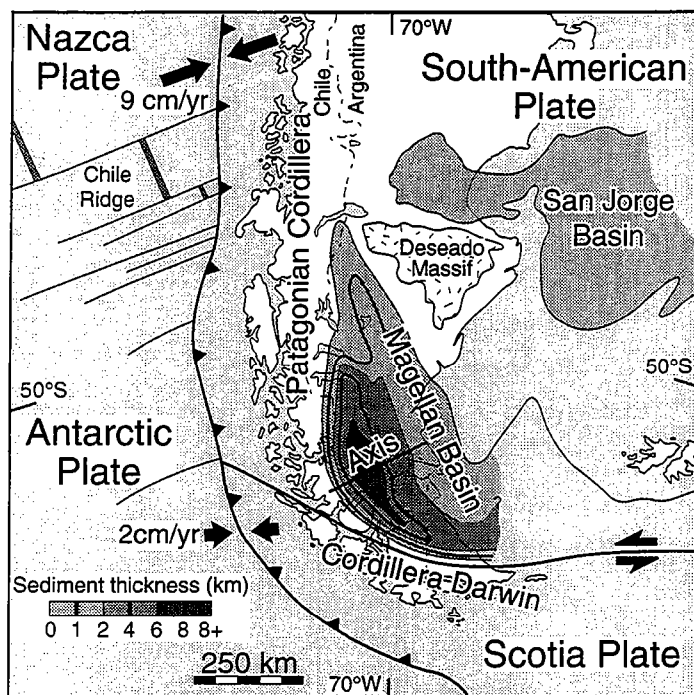


Figure 1. Tectonic setting of southern tip of South America. Relative motions between plates (gray arrows) are from model NUVEL-1 of Gripp and Gordon (1990). Sediment thicknesses in Magellan basin (shades of gray, key at bottom) are after Ramos (1989).

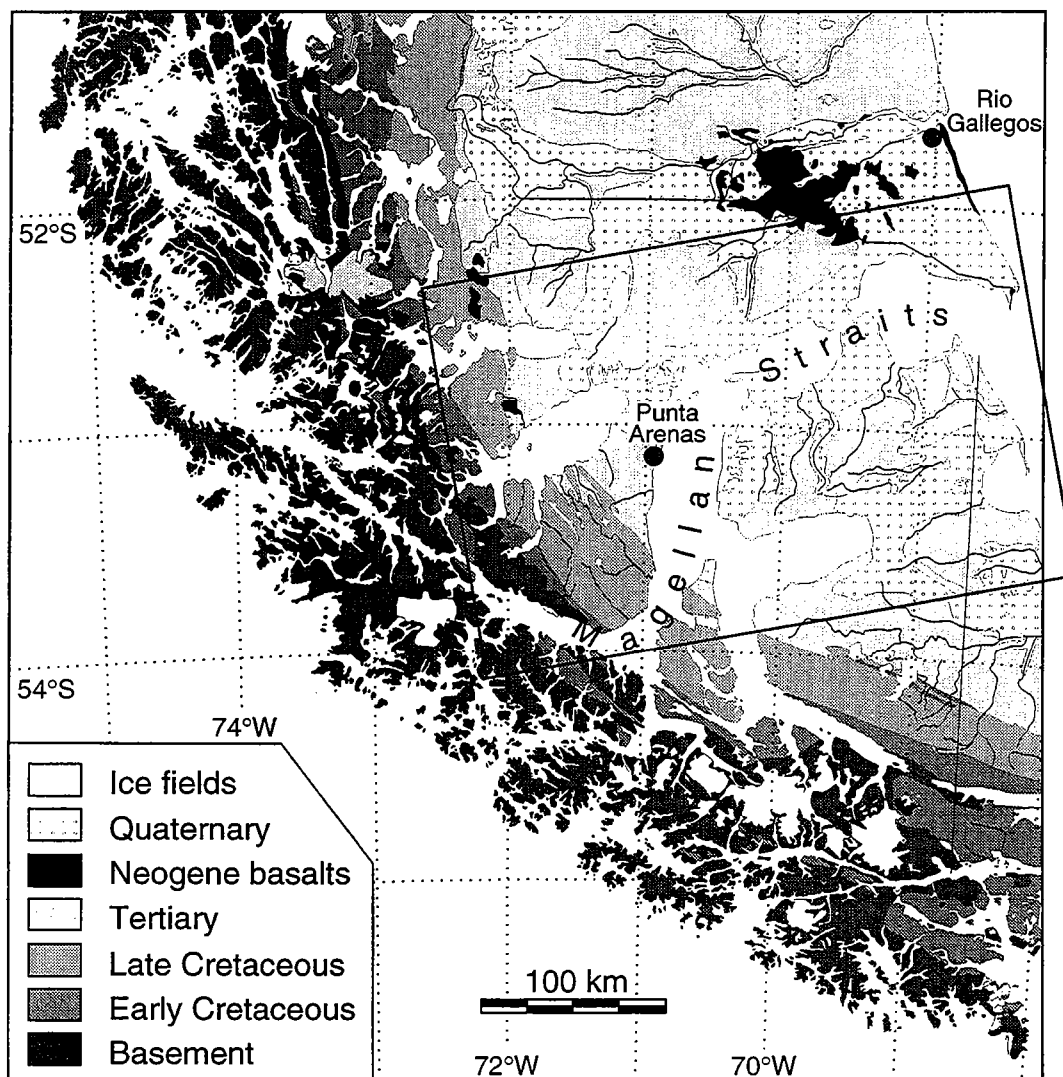


Figure 2. Simplified geologic map of area around the Magellan Straits, showing major stratigraphic units (Lambert Conformal Conic Projection). Basement consists of intrusives, Paleozoic metasedimentary rocks, ophiolites, and Jurassic volcanoclastic rocks. Data are from geologic maps of Chile (Suárez, 1980) and Santa Cruz province, Argentina (Panza and Nullo, 1994). Rectangle outlines mosaic of Landsat images (see Fig. 3).

to the Early Cretaceous, regional extension was responsible for a rift system, trending on average north-northwest (Corbella et al., 1996). These rifts have been identified using subsurface data, but they have little surface expression now. From the middle to the late Jurassic, ongoing extension was accompanied by silicic volcanism. Later back-arc extension led to opening of the Rocas Verdes basin (Dalziel et al., 1974). The South Atlantic ocean started to open in the Early Cretaceous, South America becoming a separate plate. In the Late Cretaceous, changes in the plate tectonics led to uplift of the Andean Cordillera as well as to renewed subsidence and then closure of the Rocas Verdes back-arc basin (Nelson, 1982). At outcrop, the cordillera consists of intrusive rocks, Paleozoic metasedimentary rocks and ophiolites (Fig. 2). Magmatism and horizontal shortening have acted together since the Late Cretaceous to produce crustal thickening. Major folds and thrusts have long been recognized along both the cordillera and its foothills (Suárez, 1980; Klepeis, 1994a; Cunningham, 1995). In Cordillera Darwin, exhumed amphibolites of Late Cretaceous age crop out at altitudes of 2000 m (Nelson, 1982). They were emplaced by northeastward thrusting over the foothills (Klepeis, 1994a). Left-lateral strike-slip faults were also active in Cordillera Darwin (Cunningham, 1993, 1995). The Magellan basin had become a foreland basin by the Cenomanian (Wilson, 1981). From the Late Cretaceous until the Miocene (Alvarez-Marrón et al., 1993), if not until the Pliocene (Winslow, 1981; Diraison et al., 1996), deformation propagated northeastward into the basin, forming a thin-skinned fold and thrust belt. Both on seismic lines and at outcrop, folds and thrusts are subparallel to the cordillera (Biddle et al., 1986; Cagnolatti et al., 1987; Alvarez-Marrón et al., 1993).

In the Neogene, the plate tectonics of the area became more complex. The opening of Drake's Passage between South America and Antarctica at 30-35 Ma led to development of an independent Scotia plate (Lawver et al., 1985). Furthermore, since 14 Ma, the Chile ridge (Fig. 1), separating Nazca and Antarctica, has subducted obliquely beneath South America. The triple junction between these plates has migrated northward, from an initial position near Tierra del Fuego, to its present position at about 47°S (Cande and Leslie, 1986).

AXIAL ZONE OF THE MAGELLAN BASIN

In the axial zone of the Magellan basin (Figs. 3 and 4), wide arms of the sea have penetrated into the foreland, forming Seno Skyring, Seno Otway, Bahía Inútil, and Bahía San Sebastián. One arm forms the Magellan Strait, separating Tierra del Fuego from the mainland. Seno Skyring and Seno Otway are remarkable, in that their western ends are narrow fjords that wind through the cordillera and join the Pacific ocean.

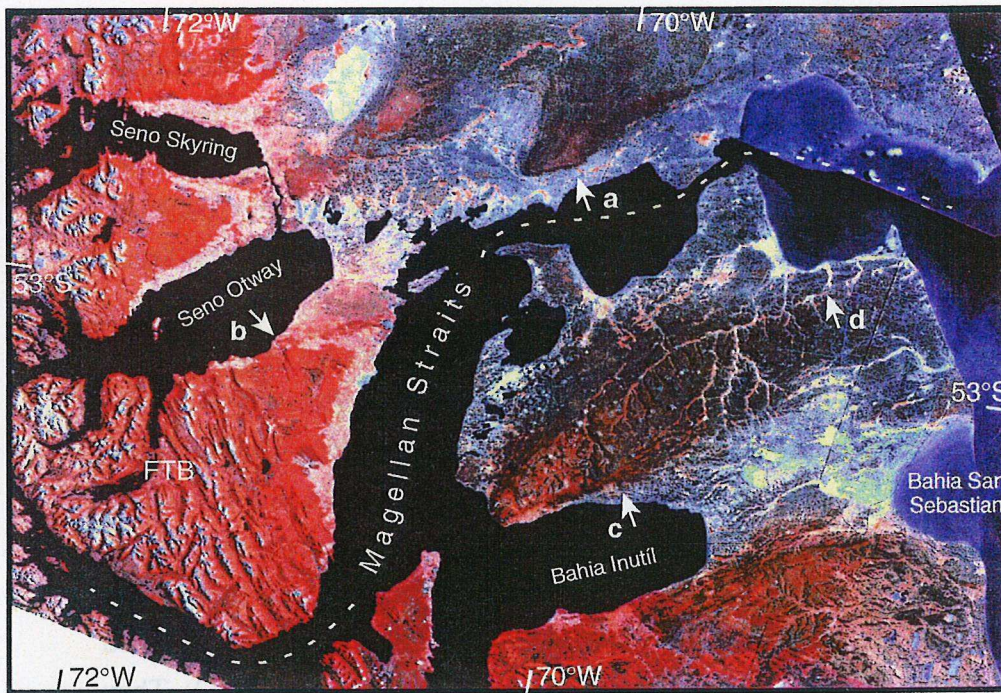


Figure 3. Mosaic of Landsat images covering area around Magellan Straits, including cordillera (left), its fold and thrust belt (FTB), and foreland basin (center-right). Arrows indicate details referred to in text and figure captions.

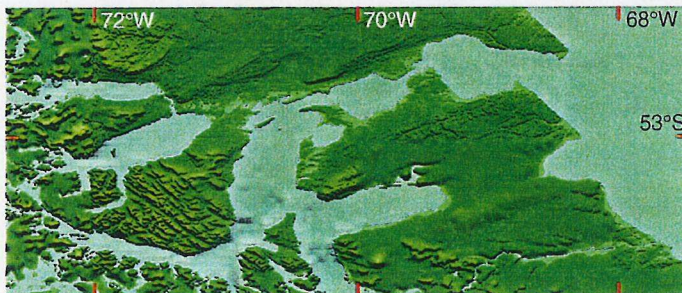


Figure 4. Digital relief map of axial zone around Magellan Straits. Gray tones indicate depths below sea level and green tones indicate altitudes above sea level. Artificial lighting is from northeast. Image gives impression of having been horizontally stretched, because latitude and longitude are plotted at same scale. Digital topographic data (with a resolution of 30 s of arc) are from U.S. Geological Survey files.



Figure 5. Photograph (taken in January 1995) of northern rift margin of Magellan Straits (a, Fig. 3). Notice triangular facets (f), associated with V-shaped valleys and prominent linear surface break (sb) at foot of scarp, indicating active faulting. View is toward north. Scarp is about 80 m high.



Figure 6. Rift margin north of Rio Gallegos (see Fig. 2). View is toward north. Scarp is about 100 m high.

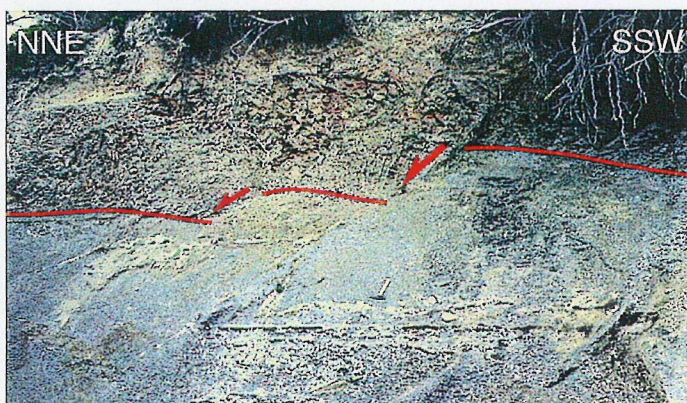


Figure 7. Steep roadside outcrop, where normal faults trending $N80^{\circ}E$ cut Oligocene sediments. Bedding is flat-lying (outlined in red). Vertical offset across biggest fault is about 1 m. Locality is southern margin of Seno Otway (b, Fig. 3). Field of view is about 8 m wide.

Both on Landsat images (Fig. 3) and on digital topography (Fig. 4), the cordillera and its fold and thrust belt have distinct topographic signatures. Individual folds are visible in the fold and thrust belt. The geologic map shows basement and Cretaceous rocks at outcrop (Fig. 2), but these cannot be differentiated on Landsat images, because of abundant vegetation (false reds, Fig. 3). In the foreland basin, flat-lying Tertiary and Quaternary rocks have distinctive textures and colors on Landsat images. Quaternary sediments, mostly of glacial origin, show up as pale blue zones (Fig. 3), lining a series of topographic depressions (Fig. 4). Most of these depressions trend northeast. The four major ones, containing arms of the sea, we have labeled Skyring, Otway, Magellan, and Inútil-San Sebastián. Between these depressions, Tertiary sediment outcrops form plateaus, about 100 m high, covered by sparse grasses (dark grays and pinks, Fig. 3) and partly dissected by erosion. On the plateaus, streams tend to flow either northeast or northwest, forming a somewhat rectangular network.

The eastern parts of Seno Skyring and Seno Otway are clearly glacial valleys, issuing eastward from the Andean Cordillera (Mercer, 1970; 1976). Various stages of glaciation have been identified in Patagonia since the late Pliocene. Regional deglaciation started at around 18, 000-20, 000 yr B.P. (Mercer, 1976; Porter, 1981). Thus it is not surprising that all four major depressions are bounded or partly filled by glacial material, including moraines. Small lakes and water-logged clay-rich soils seem to account for the pale blue false colors on the Landsat images (Fig. 3). However, a purely glacial origin for all the depressions does not explain several other observations, listed below.

The depressions are concentrated in the axial zone of the Magellan basin. Their margins tend to be rectilinear, sometimes sharply so. Many of them are segmented. They tend to have northeasterly trends. These features are difficult to reconcile with glacier flow across a flattish area. In contrast, they are easier to account for, if the glaciers flowed along fault-controlled valleys.

Even today, the margins of the depressions tend to be steep scarps, as high as 100 m or more, readily visible on Landsat images (Fig. 3), on digital topographic maps (Fig. 4), or in the field (Figs. 5 and 6). By comparison of geologic maps (Fig. 2), Landsat images and digital topography, some margins are tilted away from their depressions, in the manner of rift shoulders (e.g. locality c, Fig. 3). Further evidence for tilting is provided by drainage patterns. For example, in the uplifted and dissected plateau between the Magellan and Inútil-San Sebastián depressions, the drainage divide is not in the middle of the plateau, but almost along the scarp that forms its southern edge (c, Fig. 3). Over most of the plateau, northwesterly-flowing streams are currently capturing northeasterly-flowing streams (d, Fig. 3). Such drainage features are characteristic of areas of active block tilting (Leeder et al., 1991). At outcrop scale, in the vicinity of three scarps, we have found normal faults, trending parallel to the scarps and offsetting beds of various ages: Late Cretaceous (southern edge, Seno Skyring), Oligocene (southern edge,

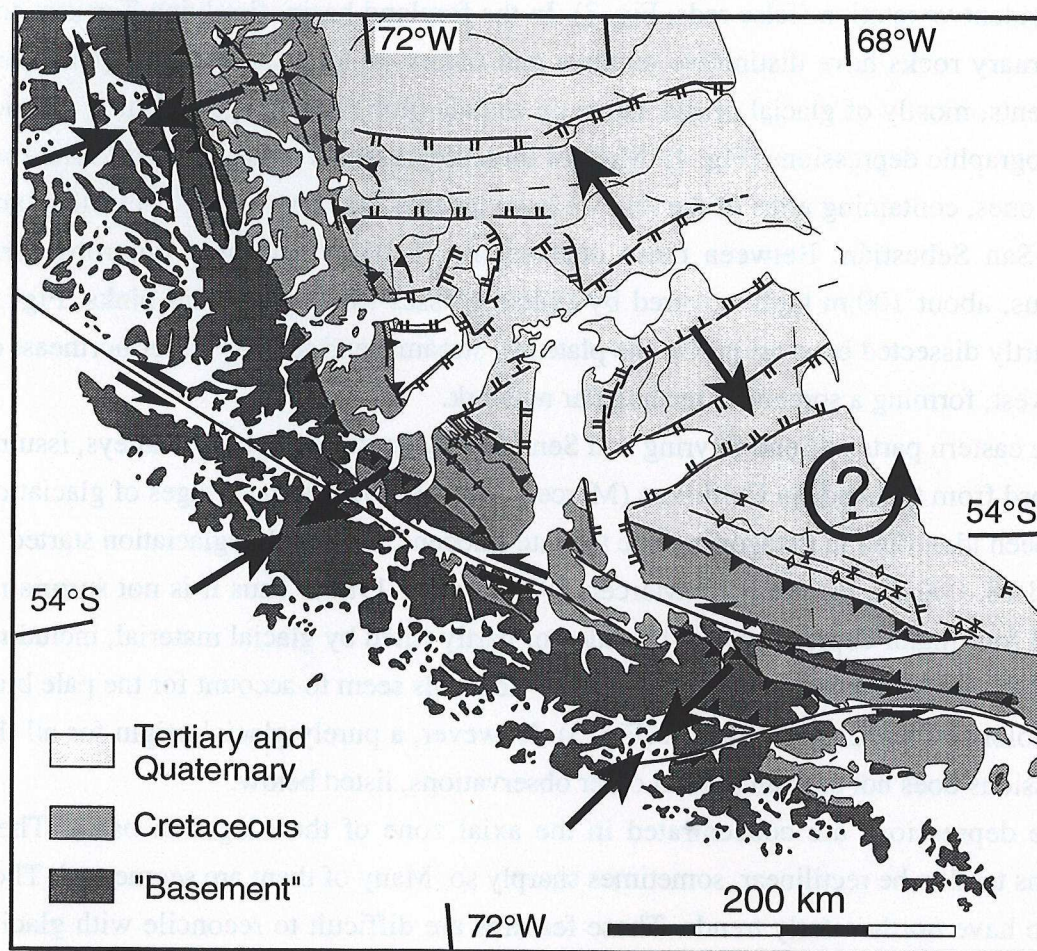


Figure 8. Main Cenozoic structures in southern South America. Structures are anticlinal hinges (lined by diamonds), thrusts (black triangles point down-dip), strike-slip faults (black half arrows show sense of motion), and normal faults (double ticks are on downthrown sides). Black arrows indicate regional shortening or stretching directions within cordillera or basin. We speculate that counterclockwise rotations may have occurred within southeastern Tierra del Fuego (circular arrow).

Seno Otway, Fig. 7), or Miocene (northern edge, Bahía San Sebastián). The scarp at the northern edge of the Magellan depression shows a linear surface break, diagnostic of active faulting (sb, Fig. 5).

Thus we interpret the four major depressions as rifts or half rifts, developed during the Neogene and still active today. Because the depressions are typically about 30 km wide, rifting presumably involves the entire thickness of the brittle crust.

Before 20, 000 yr B.P., it is possible that large glaciers occupied the rift valleys. If so, the weight of the ice, added to that of the underlying sedimentary fill, may have contributed to subsidence and to the activity of normal faults at the rift margins. Such relationships between glaciation and active rifting may provide an interesting subject for future research.

There is paleomagnetic evidence that Cordillera Darwin has rotated counterclockwise since the Late Cretaceous (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991). Rotation may not be limited to the cordillera, but may extend into the foreland, dissected as it is by rifts. Southeastern Tierra del Fuego, separated from the mainland by the Magellan rift system, may have rotated as a whole (Fig. 8). One way of accommodating this is to have the heaves on normal faults decrease northeastward, as suggested by the decreasing heights of fault scarps (Figs. 3 and 4).

TECTONIC SETTING OF THE RIFTS

In the southern part of South America, the main Cenozoic structures appear to be thrusts, folds, strike-slip faults, and rifts (Fig. 8). These structures form a regular pattern, having a strong degree of mirror symmetry about the axis of the Magellan basin. Within the basin, frontal thrusts and folds are Neogene (Winslow, 1982; Alvarez-Marrón et al., 1993; Diraison et al., 1996) and so are the rifts. Neogene fault motions are consistent with a pattern of regional shortening in a northeasterly direction and stretching in a northwesterly direction obtained by kinematic analysis of fault-slip data from 74 localities in the Magellan basin (Diraison et al., 1996). Our results are also consistent with the Neogene transtension reported by Klepeis (1994b) from the Andean foothills in Chilean Tierra del Fuego.

The regional fault patterns can be accounted for in terms of Neogene plate motions. South America has moved westward, relative to Antarctica and Scotia. In our view, left-lateral drag against Scotia is responsible for the fault pattern in the Magellan basin and the rifting off of Tierra del Fuego (Fig. 1). However, extension parallel to the orogen may also be due to subduction of the Chile ridge (Fig. 1), which abutted Tierra del Fuego ca. 14 Ma. There is evidence for recent extension subparallel to the cordillera in the area

around lakes Viedma and Argentino, at the northern edge of the Magellan basin (Diraison et al., 1996).

The Magellan rift system is remarkable, because it is on the concave side of an orogen and nearly perpendicular to it, rifts and orogen having been active simultaneously. Rifts on the convex sides of orogens appear to be more common, especially in areas of continental collision. In Central Asia, the Baykal and Shansi rift systems have developed several thousand kilometres away from the Himalayan suture, where India has collided with Asia (Molnar and Tapponnier, 1975). The position and the orientation of both rift systems are consistent with a radial pattern of compressional horizontal stresses (Zoback, 1992). In Europe, the Rhine graben abutts the Molasse foreland basin, on the convex side of the Alpine arc (Ziegler, 1991). Again, both graben and arc are consistent with a radial pattern of compressional horizontal stresses (Zoback, 1992).

In southernmost South America, rifting has occurred in a foreland basin, on the concave side of an arc, in a context of subducting oceanic lithosphere and transcurrent plate motions. The observed pattern of deformation may be unusual, but it is consistent with the Neogene tectonic setting.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded mainly by the European Community (Contract CII*-CT93-0091, Andean Tectonics of Argentina). Additional funding was provided by Bidas (Argentina) and Compañía General de Combustibles (Argentina). For useful discussions and for considerable help in the field, we thank Alberto Gutiérrez Pleimling and Alejandro López Angriman (both of Bidas), Muriel Miller (Compañía General de Combustibles), Jorge Skarmeta and Juan Carlos Castelli (Empresa Nacional del Petróleo, Chile), and Eduardo B. Olivero (Centro Austral de Investigaciones Científicas, Ushuaia). Keith Klepeis provided a very constructive review.

REFERENCES CITED

- Alvarez-Marrón, J., McClay, K. R., Harambour, S., Rojas, L., and Skarmeta, J., 1993, Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1904-1921.
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M., and Fitzgerald, M. G., 1986, The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America: in Allen P.A., and Homewood P., eds., *Foreland basins*: International Association of Sedimentologists Special Publication, 8, p. 41-61.

- Burns, K. L., Rickard, M. J., Belbin, L., and Chamalaun, F., 1980, Further paleomagnetic confirmation of the Magallanes orocline: *Tectonophysics*, v. 63, p. 75-90.
- Cagnolatti, M., Covellone, G., Erlicher, J., and Fantin, F., 1987, Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Rio Grande, Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina: Decimo Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Actas I, p. 149-152.
- Cande, S. C., and Leslie, R. B., 1986, Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 471-496.
- Corbella, H., Chelotti, L., and Pomposiello, C., 1996, Neotectónica del rift Jurásico austral en Pali Aike, Patagonia extrandina, Santa Cruz, Argentina: Décimotercer Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas II, p. 383-393.
- Cunningham, W. D., 1993, Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline: *Tectonics*, v. 12, p. 169-186.
- Cunningham, W. D., 1995, Orogenesis at the southern tip of the Américas: The structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southern Chile: *Tectonophysics*, v. 244, p. 197-229.
- Cunningham, W. D., Klepeis, K. A., Gose, W. A., and Dalziel, I. W. D., 1991, The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 16061-16069.
- Dalziel, I. W. D., de Wit, M. J., and Palmer, F. K., 1974, Fossil marginal basin in the southern Andes: *Nature*, v. 250, p. 291-294.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., and Rossello, E. A., 1996, Tertiary kinematics of the southern Andes and the development of the Magellan foreland basin (Patagonia): in *Andean Geodynamics*, O.R.S.T.O.M. éditions, Paris, p. 347-350.
- Gripp, A. E., and Gordon, R. G., 1990, Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model: *Geophysical Research Letters*, v. 17, p. 1109-1112.
- Klepeis, K. A., 1994a, Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile: *Tectonics*, v. 13, p. 882-904.
- Klepeis, K. A., 1994b, The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 22001-22014.
- Lawver, L. A., Sclater, J. G., and Meinke, L., 1985, Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic: *Tectonophysics*, v. 114, p. 233-254.
- Leeder, M. R., Seger, M. J., and Stark, C. P., 1991, Sedimentation and tectonic geomorphology adjacent to major active and inactive normal faults, southern Greece: *Geological Society of London Journal*, v. 148, p. 331-343.
- Mercer, J. H., 1970, Variations of some Patagonian glaciers since the late-glacial: II: *American Journal of Science*, v. 269, p. 1-12.

- Mercer, J. H., 1976, Glacial history of southernmost South America: *Quaternary Research*, v. 6, p. 125-166.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: Effect of continental collision: *Science*, v. 189, p. 419-426.
- Nelson, E. P., 1982, Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: Evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationship: *Geological Society of London Journal*, v. 130, p. 755-762.
- Panza, J. L., and Nullo, F. E., 1994, Mapa geológico de la Provincia de Santa Cruz: República Argentina, Secretaría de Minería, scale 1:750 000, 1 sheet.
- Porter, S. C., 1981, Pleistocene glaciation in the southern lake district of Chile: *Quaternary Research*, v. 16, p. 263-292.
- Ramos, V. A., 1989, Andean foothills structures in northern Magallanes basin, Argentina: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, p. 887-903.
- Rapela, C. W., and Pankhurst, R. J., 1992, The granites of northern Patagonia and the Gastre fault system in relation to the break-up of Gondwana: in Storey, B. C., Alabaster, T., and Pankhurst, R. J., eds., *Magmatism and the causes of continental break-up*: Geological Society of London Special Publication, 68, p. 209-220.
- Storey, B. C., 1993, Tectonic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the Proto-Pacific margin of Antarctica: *Tectonics*, v. 10, p. 1274-1288.
- Suárez, D., M., 1980, Mapa geológico de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:1 000 000, 6 sheets.
- Winslow, M. A., 1981, Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America: in McClay, K. R., and Price, N. J., eds., *Thrust and nappe tectonics*: Geological Society of London Special Publication, 9, p. 513-528.
- Winslow, M. A., 1982, The structural evolution of the Magallanes basin and neotectonics in the southernmost Andes: in Craddock, C., eds., *Antarctic geoscience*: Madison, University of Wisconsin Press, p. 143-154.
- Ziegler, P. A., 1991, European Cenozoic rift system: *Tectonophysics*, v. 208, p. 91-111.
- Zoback, M. L., 1992, First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 11703-11728.

Annexe III.2

**Tectonique tertiaire de l'extrémité sud de la Patagonie :
données de terrain et modélisation analogique**

Annexe III.2

Tectonique tertiaire de l'extrémité sud de la Patagonie :
données de terrain et modélisation analogique

A-III.2. Tectonique tertiaire de l'extrémité sud de la Patagonie : données de terrain et modélisation analogique.

A-III.2.1. Résumé

A l'extrémité sud de la Patagonie, les Andes australes forment un orocline au coeur duquel se développe le bassin de Magellan. Dans ce secteur, une analyse de populations de failles, effectuée le long de la ceinture d'avant-pays plissée du bassin, montre que les directions principales de raccourcissement sont sub-horizontales et sub-perpendiculaires à la direction de la cordillère sur toute sa longueur. Les directions principales d'étirement sont également sub-horizontales et sont tangentes à la direction de l'arc. Ces directions principales de déformation sont compatibles avec les structures majeures affectant la région : les chevauchements sont sub-parallèles à la cordillère et les rifts sont distribués radialement dans le bassin de Magellan. D'autre part, la modélisation analogique montre que des conditions aux limites simples, liées à la transition progressive entre la subduction le long de la bordure ouest du continent et le décrochement le long de sa bordure sud, sont suffisantes pour expliquer la plupart des structures observées. Les rifts, qui se développent principalement pendant le Néogène, sont synchrones de la formation de la plaque Scotia.

A-III.2.2. Article

Tertiary tectonics of southern Patagonia: field data and analogue models

Article soumis à *TECTONOPHYSICS* (Octobre 1997)

Tertiary tectonics of southern Patagonia: field data and analogue modelling

M. Diraison ^a, P.R. Cobbold ^a, D. Gapais ^a, E.A. Rossello ^b and C. Le Corre ^a

^a Géosciences-Rennes (UPR 4661 - CNRS), Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France.

^b CONICET and Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT

Fault-slip data have been collected along the fold and thrust belt of the Magellan basin in southern Patagonia, where the Andes form an orocline. Throughout the area, principal directions of shortening are sub-horizontal and sub-perpendicular to the cordillera. Stretching directions are also sub-horizontal but tangential to the orocline. These principal directions are consistent with the pattern of major structures: thrusts, sub-parallel to the cordillera, and rifts, radially distributed around the Magellan basin. Analogue models have shown that simple corner conditions, marking a transition between subduction along the western margin of the continent and strike-slip motion along its southern margin, are sufficient to account for many of the structures observed. Rifts developed during Neogene times, contemporaneously with formation of the Scotia plate.

1. INTRODUCTION

The Andean cordillera lines the western edge of South America, where oceanic plates have subducted beneath the continent. However, the northern and southern corners of South America are special in that the Andes curve round into an east-west trend. These arcs reflect a transition, from simple convergence at an active margin, to strike-slip motions.

In Patagonia, along the southern Andes, the convergence direction of the Nazca plate with respect to South America has remained steady at about 075° for the past 50 Ma (Minster and Jordan, 1978; Pardo-Casas and Molnar, 1987; Gripp and Gordon, 1990). Nevertheless, according to kinematic reconstructions at the southern tip of South America, two main events have complicated the plate tectonics of the area during the Tertiary. First, Drake's Passage opened between South America and the Antarctic Peninsula at 30 Ma (Lawver et al., 1985), leading to development of an independent Scotia plate (Fig. 1). Second, the Chile ridge, separating Nazca and Antarctica, has

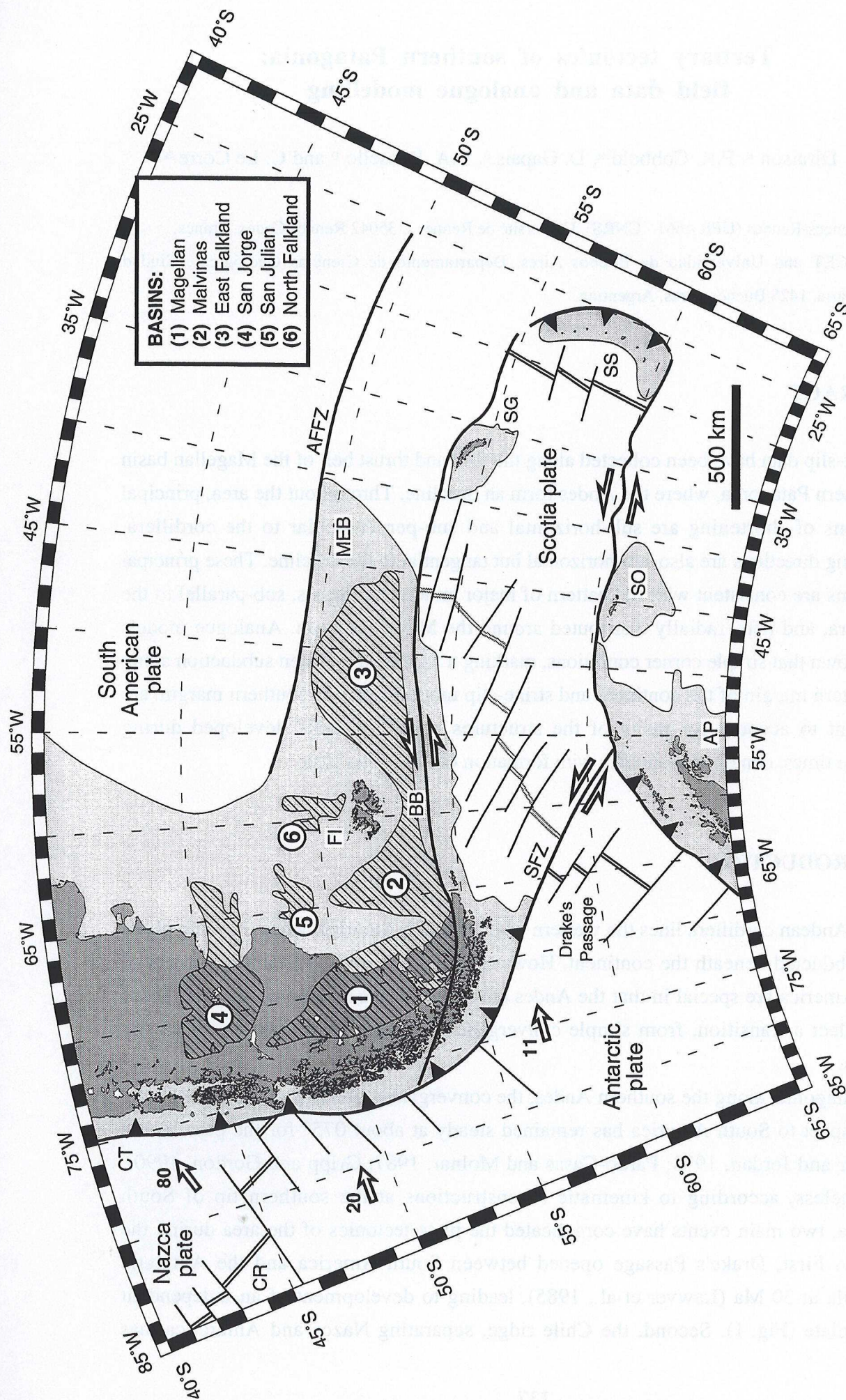


Figure 1. Current tectonic setting of the southern tip of South America, Scotia Plate and northern part of Antarctic Peninsula (Lambert Conformal Conic Projection). Hachured areas and numbers in white circles indicate main basins of southern continental South America (key at top-right). Paired black lines indicate active spreading ridges; gray ones, extinct ridges. Black triangles line subduction zones. White arrows indicate current plate velocities in mm/yr, after Gripp and Gordon (1990). Abbreviations are: CR, Chile Ridge; CT, Chile Trench; FI, Falkland Islands; AFFZ, Agulhas Falkland Fracture Zone; MEB, Maurice Ewing Bank; BB, Burdwood Bank; SFZ, Shackleton Fracture Zone; SO, South Orkney island; and AP, Antarctic Peninsula.

suducted obliquely beneath South America since 14 Ma (Cande and Leslie, 1986). Consequently, the triple point has migrated northwards, from an initial position along Tierra del Fuego at 56°S, to its current position at 47°30'S (Fig. 1). This tectonic scenario is relatively complex, but can be considered in terms of two components: a corner condition, or transition between subduction along the western margin of the continent to strike-slip motions at its southern margin; and oblique subduction of an oceanic ridge.

The southern Andes form a true orocline, in the sense of Carey (1955). Indeed, it was named the Patagonian orocline by Carey (1958). Within Cordillera Darwin, paleomagnetic vectors have undergone a counterclockwise rotation of about 90° since the Early Cretaceous (Dalziel et al., 1973; Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991). The development of the Patagonian orocline has involved left-lateral wrenching along Cordillera Darwin, since the Late Cretaceous (Cunningham et al., 1995).

Deformation has also extended into the foreland, where the wedge-shaped Magellan basin abutts the arc formed by the southern Andes. Whereas the Patagonian orocline has received considerable attention, the Magellan basin has been less studied from a tectonic point of view. Nevertheless, Neogene extensional deformation, responsible for the development of a radially distributed rift system around the Magellan Straits, has been identified recently in the axial zone of the basin (Diraison et al., 1997a, b).

In this paper, we describe the Tertiary tectonic deformation of Patagonia and interpret it in terms of boundary conditions imposed by the surrounding oceanic plates.

First, we review the geology and major structures of the cordillera, drawing mainly from previous work. Second, we describe major and minor structures within the Magellan basin, this aspect being our main contribution in terms of data. Third, we investigate the relationship between boundary conditions and continental deformation, via laboratory experiments with analogue models at fully lithospheric scale. Finally, we compare experimental results and data, showing that the simple corner effect is sufficient to explain many of the structural features in both cordillera and Magellan basin.

2. PLATE TECTONIC SETTING OF PATAGONIA

Along the southern Andes, current plate tectonics involve continental South America and three oceanic plates: Nazca, Antarctica and Scotia (Fig. 1). South America (SA) is bound to the west by Nazca and Antarctica, which subduct eastwards. Directions and velocities of convergence relative to SA are about 075°E and 80 mm/yr for Nazca, and 090°E and 20 mm/yr for Antarctica (Minster and Jordan, 1978; Pardo-Casas and Molnar, 1987; Gripp and Gordon, 1990). For Nazca, the relative plate velocity vector has been almost constant at 075°E since 49 Ma (Pardo-Casas and Molnar, 1987). The boundary

between SA and Scotia is an eastward-trending left-lateral wrench zone (Fig. 1). The left-lateral Shakleton Fracture Zone separates Antarctica from Scotia (Fig. 1).

The geodynamic context was less complex during Tertiary times. Subduction of the Chile ridge beneath SA began at 14 Ma (Cande and Leslie, 1986). Prior to this time, the southern margin of SA was in contact with the Nazca plate only. Oblique subduction of the Chile ridge began along Tierra del Fuego at 56°S. The triple junction then migrated northwards to its present position at 47°S (Cande and Leslie, 1986). The thermal, magmatic and tectonic implications of such a process have been much debated (Thorkelson, 1996; Gorrington et al., 1997). The Scotia plate first appeared at 30 Ma, after opening of Drake's Passage between SA and the Antarctic Peninsula (Lawver et al., 1985). The main phase of left-lateral wrenching along the southern boundary of SA was coeval with this development. Nevertheless, wrenching has probably been active since at least the Late Cretaceous, due to relative motion between SA and the Antarctic Peninsula (Cunningham et al., 1995).

Compression in the southern Andes and development of the Magellan basin as a foreland basin both began in the Cenomanian, due to changes in plate tectonics, including possible collision between the Antarctic Peninsula and Tierra del Fuego (Dalziel and Palmer, 1979; Nelson, 1982). The main events were the closure of the Jurassic to Early Cretaceous Rocas Verdes marginal back-arc basin and the uplift of the Andean cordillera. During the Late Cretaceous and Tertiary, the Magellan foreland basin developed and deformation propagated toward the craton (Winslow, 1981, 1982; Biddle et al., 1986; Ramos, 1989; Wilson, 1991; Alvarez-Marrón et al., 1993; Kraemer, 1993; Klepeis, 1994a).

Previously, from the Triassic to the Early Cretaceous, the southwestern margin of Gondwana had broken up, producing a linked system of basins trending north-northwest (Uliana et al., 1989; Storey et al., 1992; Urie et al., 1995). Within the Magellan basin, normal faults with these trends have been recognized using subsurface data (Corbella et al., 1996). During the mid- to late Jurassic, regional extension was accompanied by silicic volcanism, attributed to crustal anatexis (Bruhn et al., 1978; Gust et al., 1985; Storey et al., 1992; Pankhurst and Rapela, 1995). From late Jurassic to Early Cretaceous times, rifting accompanied the development of the Rocas Verdes marginal back-arc basin, at the southern tip of South America (Dalziel et al., 1974; Bruhn and Dalziel, 1977; Dalziel, 1981, 1985). This extensional phase followed on a Paleozoic collisional and accretionary history which led to the formation of Gondwana (Ramos, 1988; de Wit, 1990; de Wit and Randsome, 1992; Milani, 1992), but which is beyond the scope of the current paper.

3. GEOLOGICAL PROVINCES

The southern tip of South America can be divided into five major provinces (Cunningham et al., 1991; Klepeis, 1994a; Fig. 2), broadly concentric and due to its plate tectonic setting. From southwest to northeast, these provinces are: (1) the main Cordillera, including Paleozoic to Mesozoic metamorphic rocks, Jurassic to mid-Tertiary intrusions forming the Patagonian Batholith and the volcanic arc; (2) remnants of the Rocas Verdes marginal basin (late Jurassic to Early Cretaceous), including ophiolites and Early Cretaceous marine sediments to the southwest; (3) the metamorphic core of Cordillera Darwin; (4) the Magellan fold and thrust belt, which contains Paleozoic to Early Cretaceous metamorphic rocks and Cenozoic to Mesozoic sediments; and (5) the relatively undeformed Magellan foreland basin.

Within the Magellan basin, the main sedimentary units young northeastwards (Fig. 3). The Patagonian orocline forms the southern and western boundaries of the basin. The eastern boundary is the Río Chico High, a southern extension of the Deseado Massif (Fig. 2). This high has been a permanent structural feature between the Magellan basin and the Malvinas basin, at least since the Late Cretaceous (Biddle et al., 1986). In the Magellan basin, a Jurassic volcanoclastic suite (Tobífera formation), locally more than 2000 m thick (Biddle et al., 1986), overlies a basement formed by Paleozoic metasedimentary rocks and some intrusions. Early Cretaceous sedimentation started with the Springhill formation, a sandstone unit, 0 to 150 m thick (Robles, 1984; Riccardi, 1988). From Berriasian to Albian times, black marine shales were deposited in an anoxic to sub-anoxic environment (Pittion and Gouadain, 1992) and in a context of regional extension. In the central part of the basin, Cenomanian sediments accumulated during the first stages of development of the Magellan foreland basin (Winslow, 1981). Overlying synorogenic sediments of Late Cretaceous to Tertiary age are as much as 8,000 m thick in the foreland basin next to the Andes (Biddle et al., 1986). Northeastwards, these sediments progressively onlap the Río Chico High (Biddle et al., 1986). Tertiary to Quaternary basalts overlie the sedimentary cover, especially in the northern part of the basin and in the axial zone (Fig. 3).

4. MAJOR STRUCTURES

Compressional structures have long been recognized, in the northward-trending Patagonian cordillera, in its foothills (Ramos, 1989; Kraemer, 1993), in the axial zone (Winslow, 1981, 1982; Biddle et al., 1986; Wilson, 1991) and along the eastward-trending Cordillera Darwin (Alvarez-Marrón et al., 1993; Klepeis, 1994a). From the Late Cretaceous onward, magmatism and horizontal shortening have produced crustal

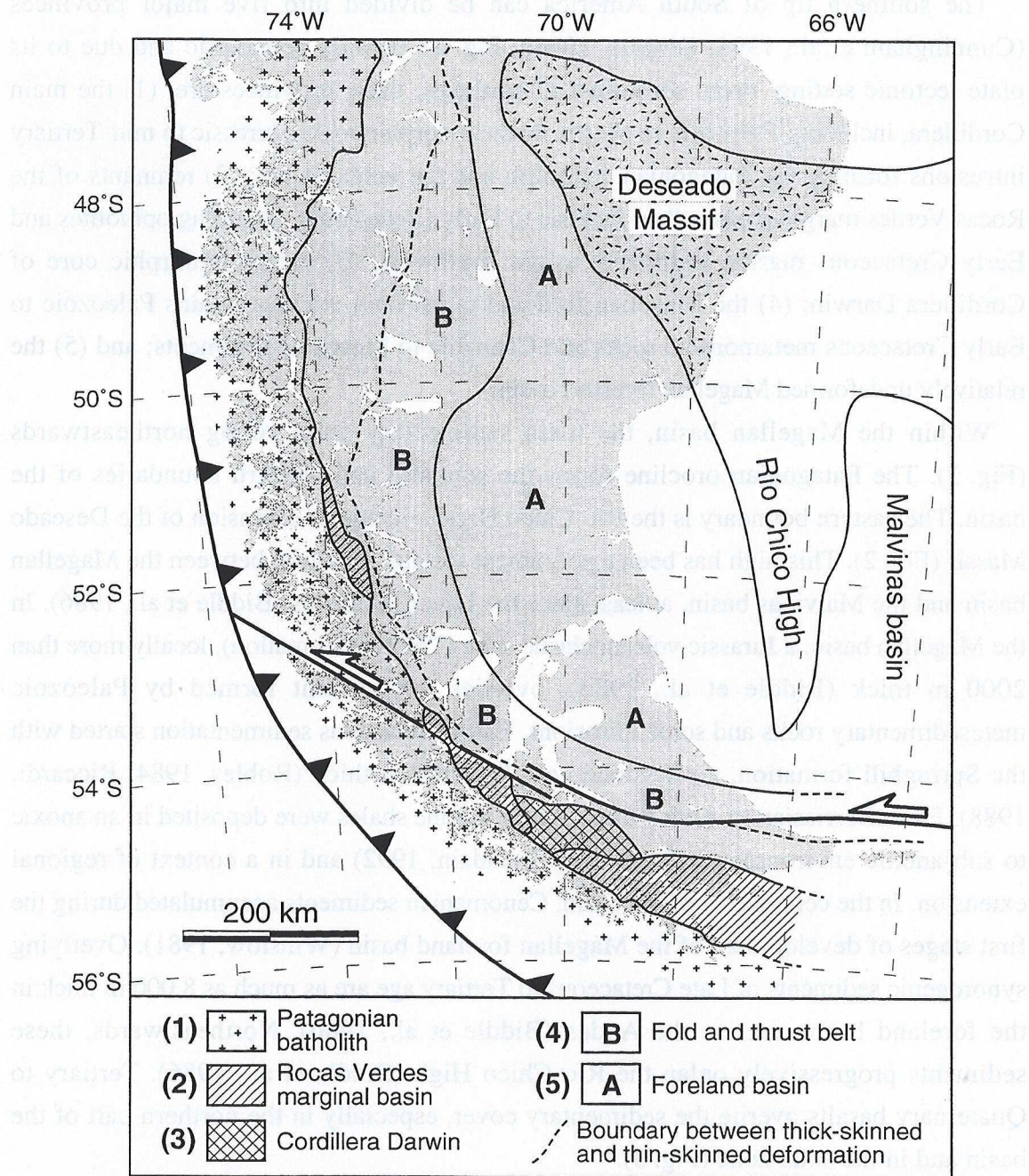


Figure 2. Map of the southern tip of South America, showing five tectonic provinces (adapted and extrapolated northwards from Klepeis (1994a)). Numbers (1-5) indicate provinces referred to in text. Within fold and thrust belt (B), dashed line shows boundary between thick-skinned and thin-skinned deformation.

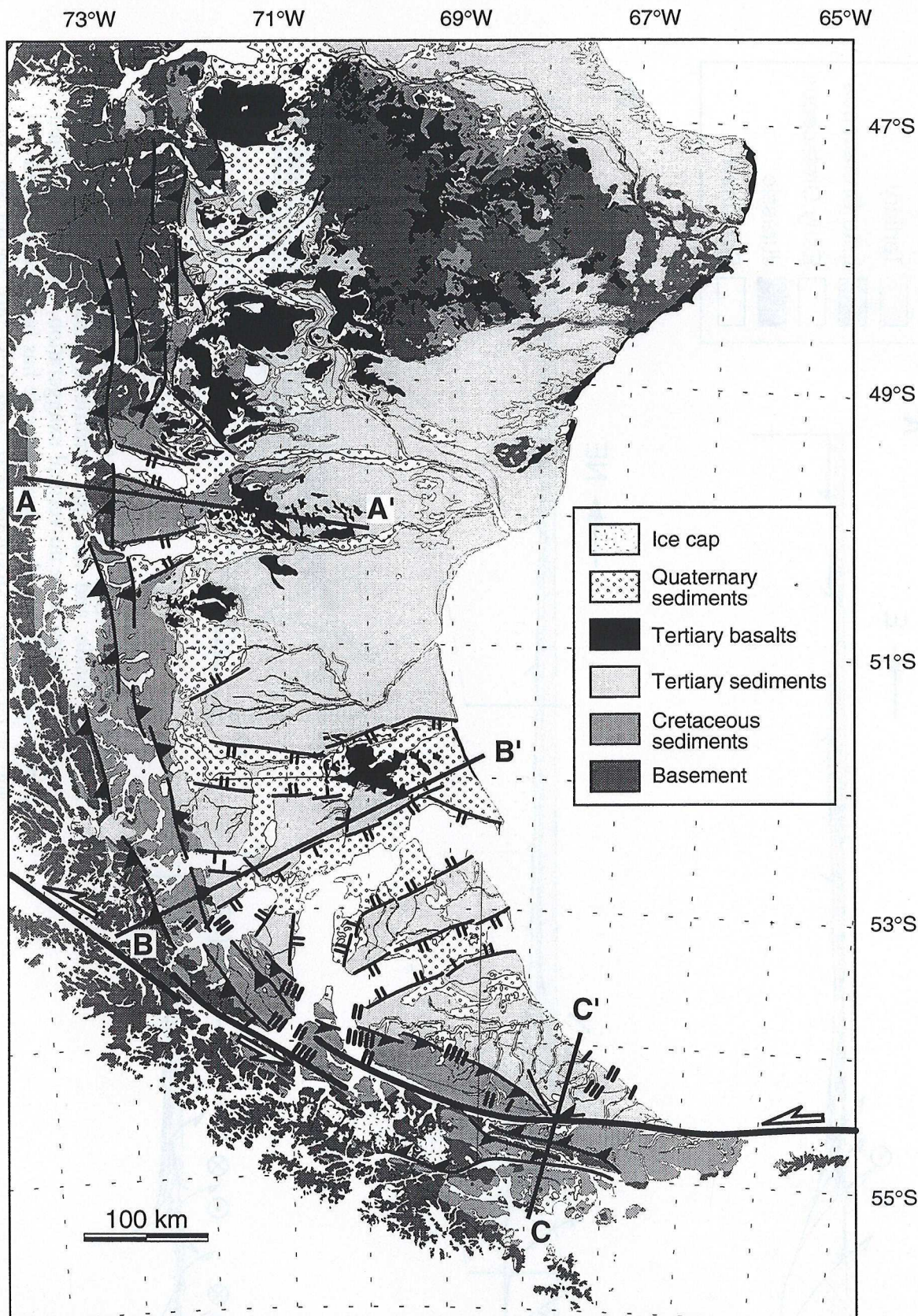


Figure 3. Regional geological and structural map (Lambert Conformal Conic Projection) of southern Andes and Magellan basin (redrawn and extended northwards, after Diraison et al. (1997a, b)). Data are from geological maps of Chile (Suárez, 1980), Santa Cruz province, Argentina (Panza and Nullo, 1994), and Isla de los Estados, Argentina (Caminos and Nullo, 1979). For Argentinian Tierra del Fuego, data are from various sources (Kranck, 1932; Codignotto and Malumián, 1981; Diraison et al., 1997b). Basement consists of Paleozoic metasedimentary rocks, intrusions, ophiolites, and Jurassic volcanoclastic rocks. Structures are thrusts (black triangles point down-dip), strike-slip faults (white half arrows show sense of slip), and normal faults (double ticks are on down-thrown sides). Bars indicate location and strike of sedimentary dikes (after Winslow (1983) for Chilean part and Diraison et al. (1997b) for Argentinian Tierra del Fuego). For sections A-A', B-B' and C-C', see Fig. 4.

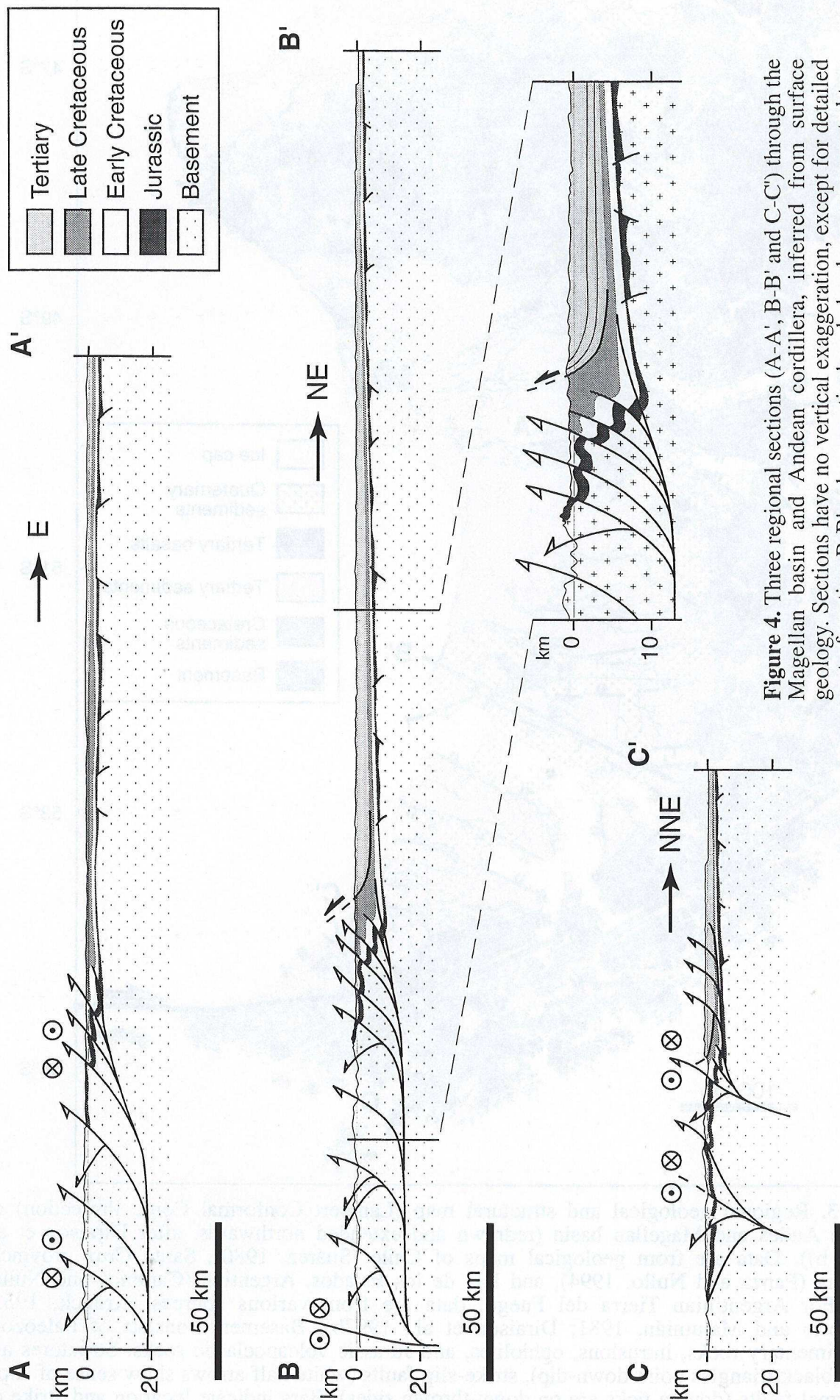


Figure 4. Three regional sections (A-A', B-B' and C-C') through the Magellan basin and Andean cordillera, inferred from surface geology. Sections have no vertical exaggeration, except for detailed part of section B-B', where vertical scale has been exaggerated two and a half times. Sections B-B' and C-C' are modified from Diraison et al. (1997b). For section lines, see Fig. 3.

thickening, associated with the development of the Magellan basin (Katz, 1972; Dalziel and Palmer, 1979; Nelson et al., 1980; Winslow, 1981; Klepeis, 1994a).

Of the orocline, Cordillera Darwin is the most studied area. Kranck (1932) provided the first detailed petrographic descriptions. Modern studies have revealed structures attributed to three separate phases of deformation (Nelson et al., 1980). These may have contributed to the rapid uplift and exhumation of Cordillera Darwin, during Late Cretaceous to early Tertiary times (Nelson et al., 1980; Nelson, 1982; Grunow et al., 1992; Kohn et al., 1993, 1995), although Dalziel and Brown (1989) have suggested that Cordillera Darwin is a metamorphic complex, uplifted as a result of extensional unroofing of Mesozoic cover rocks along a detachment fault.

Within the basin itself, folds and thrusts have been observed at outcrop and on seismic lines (Biddle et al., 1986; Cagnolatti et al., 1987; Ramos, 1989; Alvarez-Marrón et al., 1993; Kraemer, 1993). Compressional deformation propagated toward the northeast, from Cenomanian times (Winslow, 1982) to Pliocene times (Winslow, 1981; Diraison et al., 1997b).

All along the Patagonian orocline, within both cordillera and Magellan basin, major compressional structures are sub-parallel to the trend of the Andes (Fig. 3). Left-lateral strike-slip motion, trending east along Cordillera Darwin, has also been well documented (Cunningham, 1993; Klepeis, 1994b; Cunningham et al., 1995).

Recently, Neogene rifts have been identified within the axial zone of the Magellan basin (Diraison et al., 1997a, b) and around 51°S. Major rifts are sub-perpendicular to the cordillera (Fig. 3). In the axial zone and in Tierra del Fuego, regional extension is also responsible for sedimentary dikes, emplaced along extensional joints trending sub-perpendicular to the cordillera (Winslow, 1983; Diraison et al., 1997b; Fig. 3).

Regional cross sections of the main Cordillera and basin show differing structural styles along the arc (Fig. 4). In the northern part of the basin, there is a sharp transition, from thick-skinned thrusts, to a relatively undeformed foreland basin (A-A', Fig. 4). Within the cordillera, structures are mainly in-sequence thrusts, verging to the east, some of them with right-lateral strike-slip components. In the foothills, overthrust Cretaceous sediments crop out along a belt about 20 km wide. Eastward, Late Cretaceous to Tertiary sediments show only folds with kilometre-scale wavelengths. Within the basin, the main structures are rifts and half-rifts of Jurassic age, trending north-northwest (Uliana et al., 1989; Urien et al., 1995; Corbella et al., 1996).

Toward the axial zone, the Cretaceous fold-and-thrust belt, forming the foothills, becomes wider and the sedimentary wedge in the foreland basin becomes thicker (B-B', Fig. 4). Cretaceous sediments are once again offset by in-sequence thrusts. Nevertheless, a major back-thrust above a triangle zone has controlled Tertiary sedimentation. The geometry of the sediment wedge shows that deformation was active during the Tertiary (see detailed part of section B-B', Fig. 4).

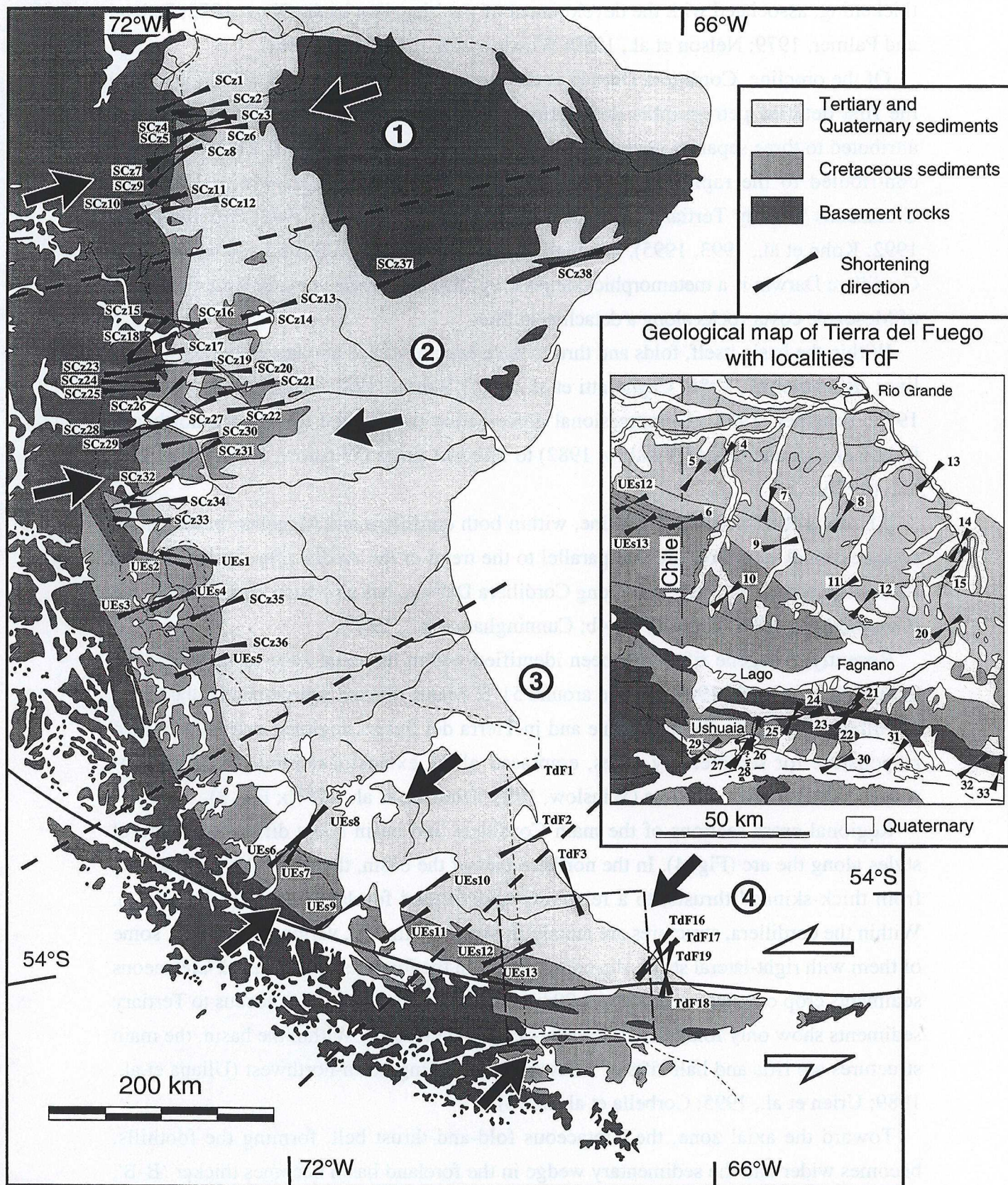


Figure 5. Results of kinematic fault analysis. Black bars show strikes of shortening axes at 84 numbered localities. Locality numbers are preceded by codes, indicating three geographical provinces: Santa Cruz (SCz), Ultima Esperanza (UEs), and Argentinian Tierra del Fuego (TdF). Dashed rectangle locates inset, which shows results for localities TdF on a detailed geological map. All results are given in Appendix A. Large black arrows show regional shortening axes, determined for zones 1 to 4 along the arc (for method used to determine these strikes, see Appendix B).

In Tierra del Fuego, major left-lateral strike-slip faults dominate the structural style of the main Cordillera (C-C', Fig. 4). Within the basin, the thin-skinned thrust belt is wider than elsewhere. The thrusts propagated in-sequence northeastwards. They root mainly into Early Cretaceous marine sediments. In the frontal fold and thrust belt, deformation was active, at least until the Miocene (Diraison et al., 1997b).

5. MINOR FAULTS

5.1. Data collection and processing

Over 1600 striated fault planes have been measured at 84 outcrop localities, between 46°30'S and 55°S (Fig. 5 and Appendix A). By locality, we mean an outcrop of a single geological formation, from 10 m to 100 m wide. Localities are either in the basement or in its Mesozoic to Cenozoic cover. They are mostly in the Andean foothills, where exposure is best and deformation is concentrated (Fig. 5). A maximal number of fault planes, with a maximal range of orientations, were measured at each locality. For each fault plane, we recorded its dip and strike, the direction and plunge (or pitch) of the striation and the sense of slip. Of the various criteria available to determine the sense of slip (Petit, 1987), stratigraphic offset, imbricate crystal fibres, and secondary Riedel fractures were the ones preferred in this study.

From the population of striated fault planes at each locality, we determined the principal directions of strain, using the geometrical method of Right Dihedra (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987) and the computer program FaultKin developed by Allmendinger et al. (1993). A fundamental assumption of such an analysis is that strain magnitudes are small (less than 10% or so). On a stereogram, each fault plane and its auxiliary plane define four sectors. Two sectors are for shortening (P-dihedra) and two others for stretching (T-dihedra), according to the sense of slip given by the striations. Overall fields of shortening and extension (Fig. 6) are obtained by superimposing the right dihedra for all N faults of a given locality, which is equivalent to superimposing a series of infinitesimal simple shears, one for each fault. The principal kinematic directions are obtained (Fig. 6 and Appendix A) using a Bingham moment tensor (for details, see Allmendinger et al., 1993). A quality parameter, Max (Fig. 6 and Appendix A), is the number of mutually compatible faults in the fields of shortening or extension. The closer is Max to N, the better is the result.

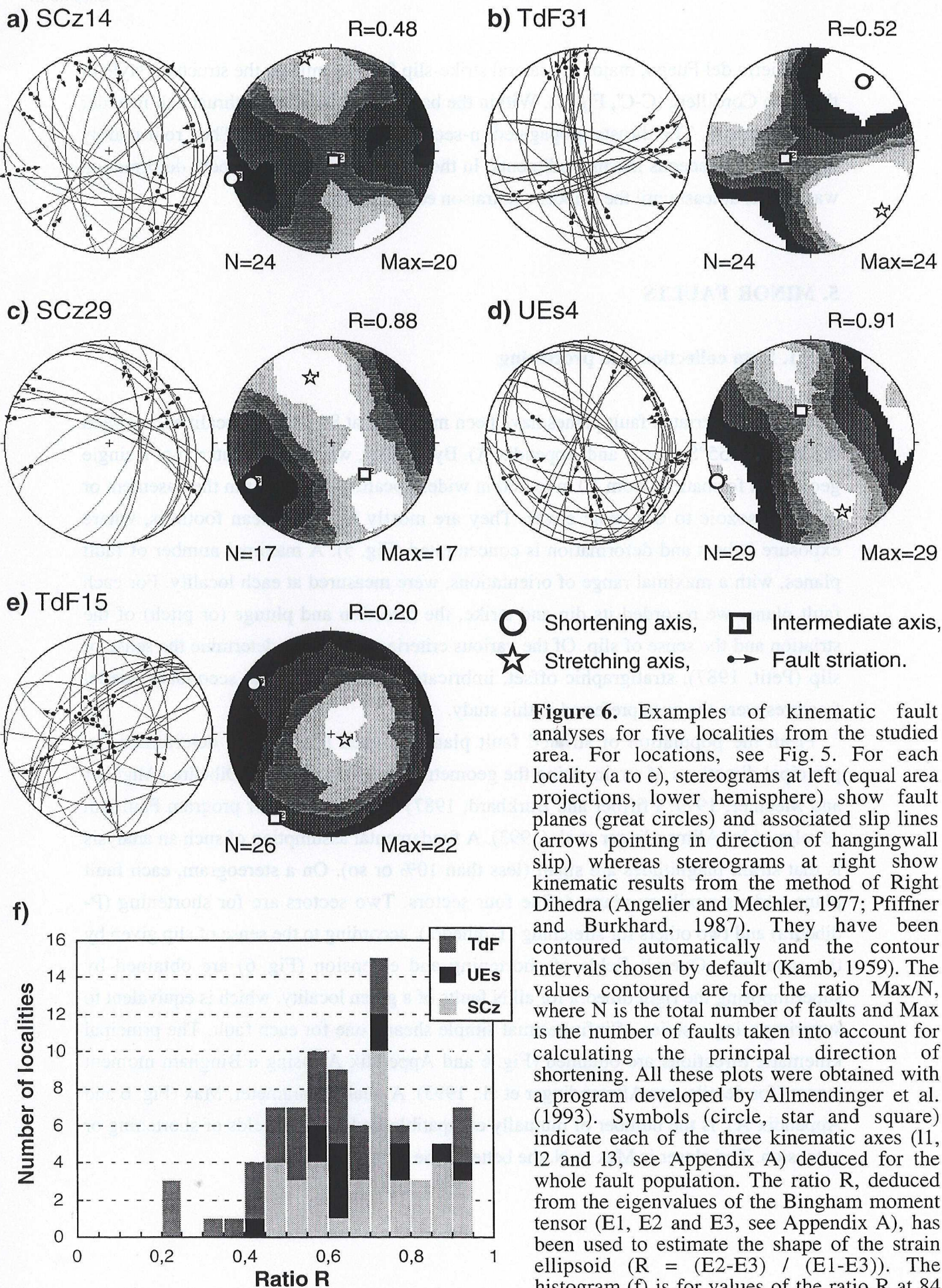


Figure 6. Examples of kinematic fault analyses for five localities from the studied area. For locations, see Fig. 5. For each locality (a to e), stereograms at left (equal area projections, lower hemisphere) show fault planes (great circles) and associated slip lines (arrows pointing in direction of hangingwall slip) whereas stereograms at right show kinematic results from the method of Right Dihedra (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987). They have been contoured automatically and the contour intervals chosen by default (Kamb, 1959). The values contoured are for the ratio Max/N , where N is the total number of faults and Max is the number of faults taken into account for calculating the principal direction of shortening. All these plots were obtained with a program developed by Allmendinger et al. (1993). Symbols (circle, star and square) indicate each of the three kinematic axes (I_1 , I_2 and I_3 , see Appendix A) deduced for the whole fault population. The ratio R , deduced from the eigenvalues of the Bingham moment tensor (E_1 , E_2 and E_3 , see Appendix A), has been used to estimate the shape of the strain ellipsoid ($R = (E_2 - E_3) / (E_1 - E_3)$). The histogram (f) is for values of the ratio R at 84 localities. Columns for 3 geographical provinces (SCZ, UEs and TdF; see Fig. 5) have been stacked.

5.2. Principal directions

Figure 5 shows that the principal shortening directions, deduced from fault-slip data, strike sub-orthogonally to the cordillera. Appendix B shows contoured stereograms of the principal kinematic axes (λ_1 , λ_2 and λ_3). A mean strike of about 62° is obtained from the shortening directions for all 84 localities. The studied area has been divided into four zones, in order to calculate mean strikes of principal shortening axes for each zone (Fig. 5 and Appendix B). The mean strikes vary, from nearly 75°E along the Patagonian cordillera (zones 1 and 2, Fig. 5) to 43°E along Cordillera Darwin (zone 4, Fig. 5), with an intermediate value of 52°E in the axial zone (zone 3, Fig. 5).

Stereograms (see Appendix B) also show sub-horizontal stretching axes and sub-vertical intermediate axes. These orientations of the principal kinematic directions are compatible, neither with pure thrusting, nor with the development of rifts, which theoretically require λ_2 to be sub-horizontal and λ_1 or λ_3 to be sub-vertical. Nevertheless, the recorded directions are consistent with a combination of thrusting sub-perpendicular to the cordillera and stretching parallel to it.

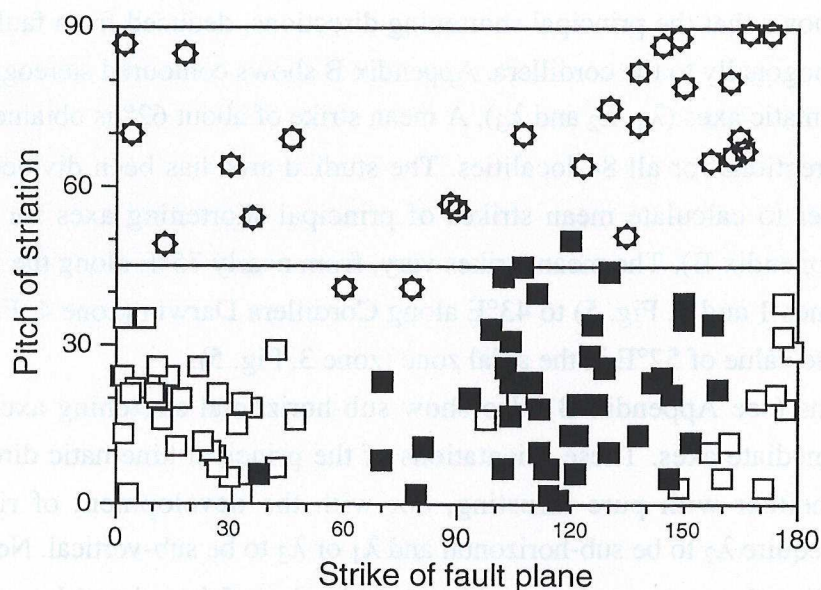
5.3. Shape of strain ellipsoid

If strain magnitudes are small, the distribution of shortening and extension fields reflects the shape of the strain ellipsoid (Pfiffner and Burkhard, 1987; Urreiztieta et al., 1996). For example, for localities SCz14 and TdF31 (Figs. 6a and 6b), the two domains define simple right dihedral and indicate an ellipsoid of plane-strain type. For localities SCz29 and UEs4 (Figs. 6c and 6d), the shortening field forms a cone, centred on the principal shortening direction (circle), indicating an ellipsoid of flattening type. For locality TdF15 (Fig. 6e), the stretching field forms a cone centered about the principal stretch axis, indicating an ellipsoid of constrictional type.

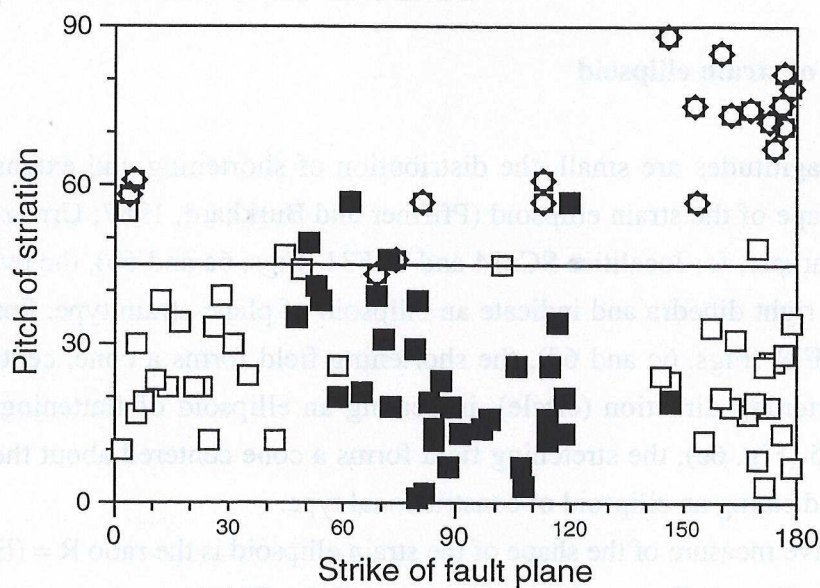
A quantitative measure of the shape of the strain ellipsoid is the ratio $R = (E_2 - E_3)/(E_1 - E_3)$ where E_1 , E_2 and E_3 are the eigenvalues of the Bingham moment tensor (see Appendix A). Theoretically, values of 1, 0.5 and 0 for the ratio R indicate ellipsoids of flattening, plane-strain and constrictional types, respectively. In this study, we consider that values between 1 and 0.65 indicate a strain ellipsoid of flattening type (Figs. 6c and 6d), whereas values between 0 and 0.35 indicate constriction (Fig. 6e). Values around 0.5 are for a biaxial ellipsoid of plane-strain type (Figs. 6a and 6b).

According to the ratio R (Appendix A), many strain ellipsoids are close to plane-strain type (e.g. localities SCz04, SCz27, SCz37, UEs08, TdF24, TdF26, TdF29, TdF31 and TdF33), whereas others are closer to a flattening type (e.g. localities SCz03, SCz09, SCz34, TdF13, TdF23 and TdF32). Except for localities TdF03, TdF15 and TdF16, there are no ellipsoids of constrictional type. A stack column histogram of R values

a) Localities SCz26 to SCz31



b) Localities TdF29 to TdF33



⊗ Reverse fault □ Right-lateral fault ■ Left-lateral fault

Figure 7. Scatter diagrams showing angle of pitch (in degrees) of fault striations versus strike (in degrees) of fault planes. These examples have been taken, either along the Patagonian cordillera (a, localities SCz26 to SCz31) or along Cordillera Darwin (b, localities TdF29 to TdF33). Stars are for reverse faults; black and empty squares are for left-lateral and right-lateral faults, respectively.

(Fig. 6f) shows that most of the measured ellipsoids are intermediate in shape between the plane-strain and flattening types. At regional scale, this histogram shows some variations along the arc. In Argentinian Tierra del Fuego (localities TdF), most of the R values are in the range 0.4-0.7 (plane-strain type) with a modal value of 0.55-0.6; whereas, along the Patagonian cordillera (localities SCz), most are in the range 0.5-0.9 with a modal value of 0.7-0.75 (flattening type).

Natural examples (Cobbold et al., 1991) and numerical models (Merle and Gapais, 1997) show that combinations of distributed wrenching and thrusting result in strain ellipsoids of flattening to plane-strain type. Consistently, our fault-slip data show that associated bulk strain ellipsoids are mainly of plane-strain and flattening types. Furthermore, in the southern part (localities TdF, Fig. 6f) where wrenching is dominant, strain ellipsoids are generally of plane-strain type whereas, in the northern part (localities SCz, Fig. 6f) where thrusting is dominant, they tend to be of flattening type.

5.4. Strike-slip components

At outcrop scale, fault slip data provide information on the relative importance of strike-slip versus dip-slip faulting. Figure 7 shows plots of the pitch of striations versus the strike of the corresponding fault plane, for localities along the Patagonian cordillera (Fig. 7a) and along Cordillera Darwin (Fig. 7b). These plots show that strike-slip faults (where striations pitch between 0° and 45°) dominate, their preferred strikes depending on the sense of slip. On these diagrams, the total numbers of left-lateral faults (black squares) and right-lateral ones (empty squares) are comparable in both areas. Nevertheless, Fig. 7a shows that along the Patagonian cordillera, right-lateral strike-slip faults trend mainly between north and $N30^\circ E$, whereas left-lateral ones are concentrated around $N120^\circ E$. Along Cordillera Darwin (Fig. 7b), these two families trend north and east, respectively.

Regional strike-slip structures are best observed on aerial photographs, satellite images and topographic maps, whereas the sense of slip is best visible at outcrop. In common with Cunningham (1993) and Klepeis (1994b), we find that major structures, trending east in Cordillera Darwin, have components of left-lateral strike-slip (Fig. 7b). In the Patagonian cordillera, north of $51^\circ S$, major structures trend north (Fig. 3). Fault-slip data show that these structures have right-lateral strike-slip components (Fig. 7a). This component probably results from oblique convergence between Nazca and South America, prior to subduction of the Chile ridge (Coutand et al., 1997).

Finally, near the main rift margins described within the basin (Diraison et al., 1997a, b), normal faults trending sub-perpendicularly to the cordillera have been observed. Some of these faults show strike-slip components.

6. ANALOGUE EXPERIMENTS SHOWING CORNER EFFECTS AT LITHOSPHERIC SCALE

The major and minor structures of the Magellan basin appear to be broadly compatible with its plate tectonic setting during the Tertiary, but some aspects require explanation. The boundary conditions on South America are complex and it is not immediately clear which of them are responsible for the structures observed. Are the structures due to a simple corner condition, where subduction at the western margin grades into strike-slip motion at the southern margin ? Has the migrating Chile ridge caused significant complications ?

Whereas the principal directions of shortening appear to be compatible with a simple corner condition, the development of rifts and rotations in the Patagonian orocline are not so easily explained. These features -and perhaps others as well- reflect an accumulating finite deformation, which may bear no simple relationship to fields of stress or to instantaneous plate velocities.

To investigate some of these aspects, we have done a set of laboratory experiments using analogue models at lithospheric scale. Experiments of this kind, where gravitational forces are properly scaled, have been done in the Experimental Tectonics Laboratory at Géosciences Rennes since 1983 (see Vendeville et al., 1987; Davy and Cobbold, 1988; 1991; Pinet and Cobbold, 1992; Pubellier and Cobbold, 1996). Most of these experiments have investigated continental deformation in contexts of extension, collision or gravity spreading. Only a few such experiments have investigated subduction of oceanic lithosphere (Pubellier and Cobbold, 1996; Cobbold et al., 1996; Faccenna et al., 1996). Those of Cobbold et al. (1996) addressed subduction and continental deformation at the scale of South America, whereas those of Faccenna et al. (1996) modelled back-arc extension, as in southern Italy.

It is important to point out that none of these experiments have been able to address the mechanical consequences of thermal readjustments. Instead, the models have rheological layerings that reflect the initial thermal gradients across the lithosphere (Kirby, 1983; Ranally and Murphy, 1987) and that deform passively (advect) with it.

Because the boundary conditions acting on southern South America during the Tertiary were so complex and because subduction of the Chile ridge is anticipated to have important thermal consequences, we have not been able to undertake a comprehensive study. Instead, we have concentrated on exploring simple corner effects, neglecting any consequences of subduction of the Chile ridge. Due to the scale of investigation, our models also neglect erosion and sedimentation, synchronous with uplift of the cordillera and subsidence of the basin.

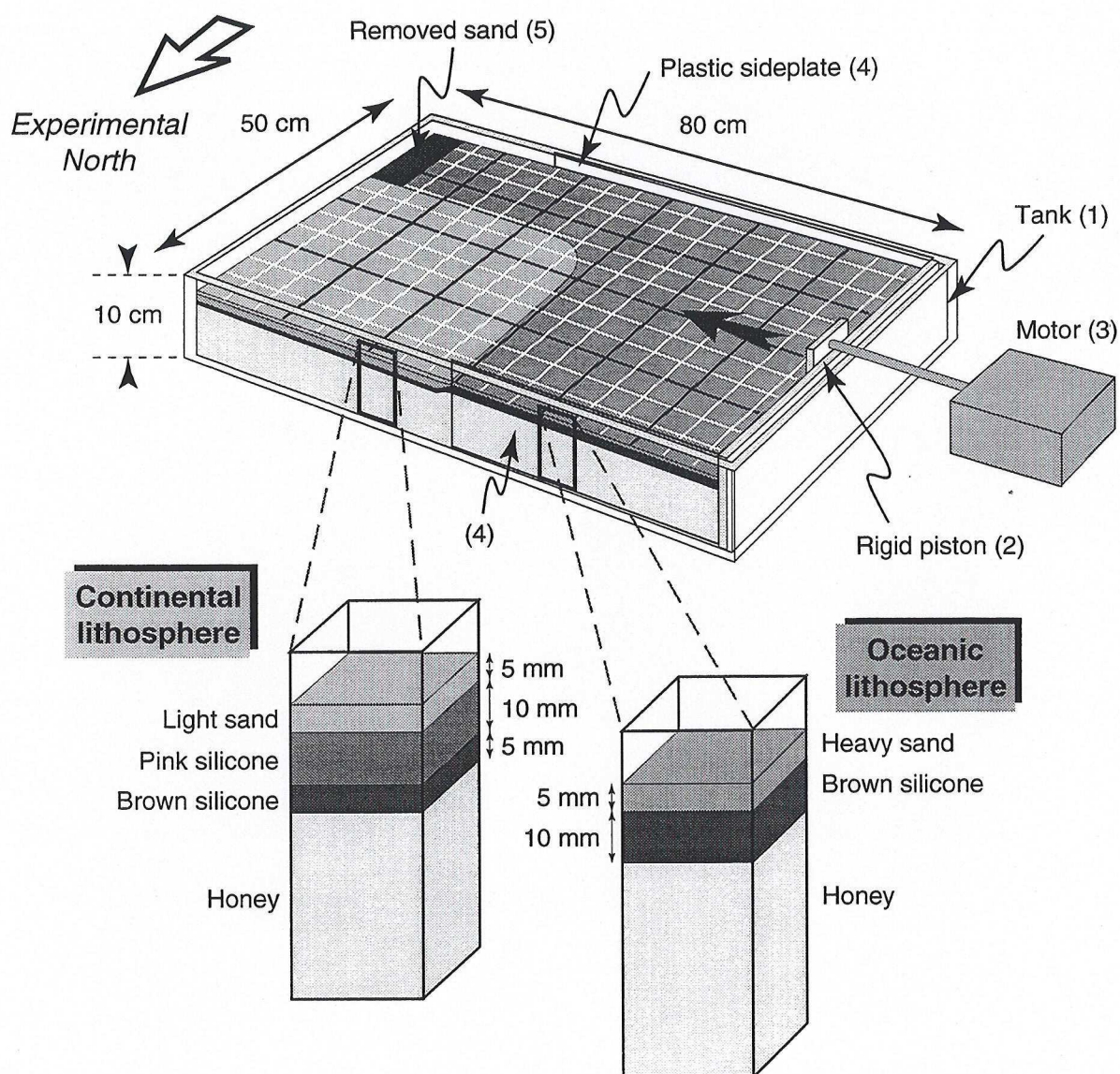


Figure 8. Experimental apparatus. Model asthenosphere occupies a rectangular tank (1), 80 cm long, 50 cm wide and 10 cm deep. To simulate spreading at a mid-oceanic ridge, horizontal forces and velocities are applied to the oceanic plate by moving a piston (2), driven by a stepping motor (3). Plastic sideplates (4) reduce sidewall friction. Rheological layerings (insets) for the experimental models are based on compressional strength profiles for the continental and oceanic lithosphere (Kirby, 1983; Ranally and Murphy, 1987). Brown silicone putty represents ductile lithospheric mantle and floats on honey, representing asthenosphere. Pink silicone putty represents ductile continental crust. Heavy or light sand represents oceanic or continental brittle crust, respectively. For more details, see text.

6.1. Method

Our models were built with analogue materials, following the procedure described by Davy and Cobbold (1988, 1991). This is based on segmented strength profiles for a multi-layered lithosphere (Kirby, 1983; Ranally and Murphy, 1987), so that brittle upper crust is modelled with dry sand and ductile continental crust and lithospheric mantle with silicone putties of appropriate viscosities and densities. For oceanic lithosphere, ductile lower crust is omitted (Fig. 8). The thicknesses of the various layers depend on the geothermal gradient operative in nature (see Pubellier and Cobbold, 1996, Fig. 2). The model lithosphere floats on a less viscous asthenosphere.

In our models, the basic material for the upper crust was a well-sorted fine-grained (500 μm) quartz sand from Fontainebleau (France) with a density of about 1.4 g cm^{-3} . In such material, frictional contacts between the grains result in a failure envelope of Mohr-Coulomb type with small cohesion (400 Pa) and a mean angle of internal friction of 40° . Oceanic crust was modelled with a pure dry sand, whereas for brittle continental crust, the dry quartz sand was mixed with ethyl cellulose, to obtain a lighter composite sand with a density of about 1.2 g cm^{-3} . Ductile continental lithosphere was modelled by pink silicone putty, which is a Newtonian fluid with a viscosity of about $3 \times 10^4 \text{ Pa s}$ and a density of about 1.2 g cm^{-3} (at a room temperature of 20°C). The layer of brown silicone putty used to model ductile mantle was obtained by adding powdered galena to the pink silicone. Its viscosity was about $5 \times 10^4 \text{ Pa s}$ and its density about 1.4 g cm^{-3} . A natural honey, with a viscosity of about 10^2 Pa s and a density of about 1.41 g cm^{-3} , was used to model the asthenosphere.

Models were constructed and deformed in a rectangular tank (80 cm long, 50 cm wide and 10 cm deep) made of rigid transparent plastic (1, Fig. 8). The tank was filled with honey, representing the asthenosphere. The model ratio of length was 0.5×10^{-6} , the dimensions of the model (50 x 80 cm) scaling up in nature to 1000 and 1600 km, respectively. To simulate spreading at a mid-oceanic ridge, horizontal forces and velocities were applied to the oceanic plate from the West (Figs. 8 and 9), using a rigid piston driven by a computer-controlled stepping motor (2 and 3, Fig. 8). During all experiments, the piston moved at a constant velocity of 0.5 cm hr^{-1} . In order to reduce sidewall friction, thin plastic sideplates (4, Fig. 8) were fixed to the piston and followed its displacement. Continental South America was given a rectangular shape with a rounded corner (Figs. 8 and 9). The western continental boundary was perpendicular to the convergence direction, whereas the southern one was parallel to it. To avoid artificial collision of the oceanic plate with the eastern end of the tank, surface sand was regularly removed in its vicinity (5, Fig. 8 and Figs. 9b and 9c).

Photographs of the model surface were taken at regular intervals during each experiment (Fig. 9). A grid of thin lines, made of sand, recorded the deformation at the

surface of the model. At the end of some experiments, models were frozen and serial sections were cut (Fig. 9e).

In all, fourteen experiments were done. In five of them, the boundary between continent and ocean was perpendicular to the applied convergence. Various thicknesses of continental lithosphere were tried, in order to study subduction processes and associated continental deformation. Other experiments were done with various shapes for the continent. Because of technical difficulties, some of these experiments did not yield satisfactory results. For the purpose of this paper, we will discuss two experiments only.

In both experiments 1 and 2 (Figs. 9 and 10), the continental lithosphere had the same initial rectangular shape. Also identical in both experiments were layer thicknesses (see block diagrams, Fig. 8). Experiment 1 differed from experiment 2, only by the addition of a margin of weaker continental lithosphere, 5 cm wide (margin M, Fig. 9), where light sand and pink silicone putty were about 3 mm and 12 mm thick, respectively. This margin was designed to represent continental crust, weakened in nature by faulting and crustal thinning, during a previous tectonic phase.

6.2. Results

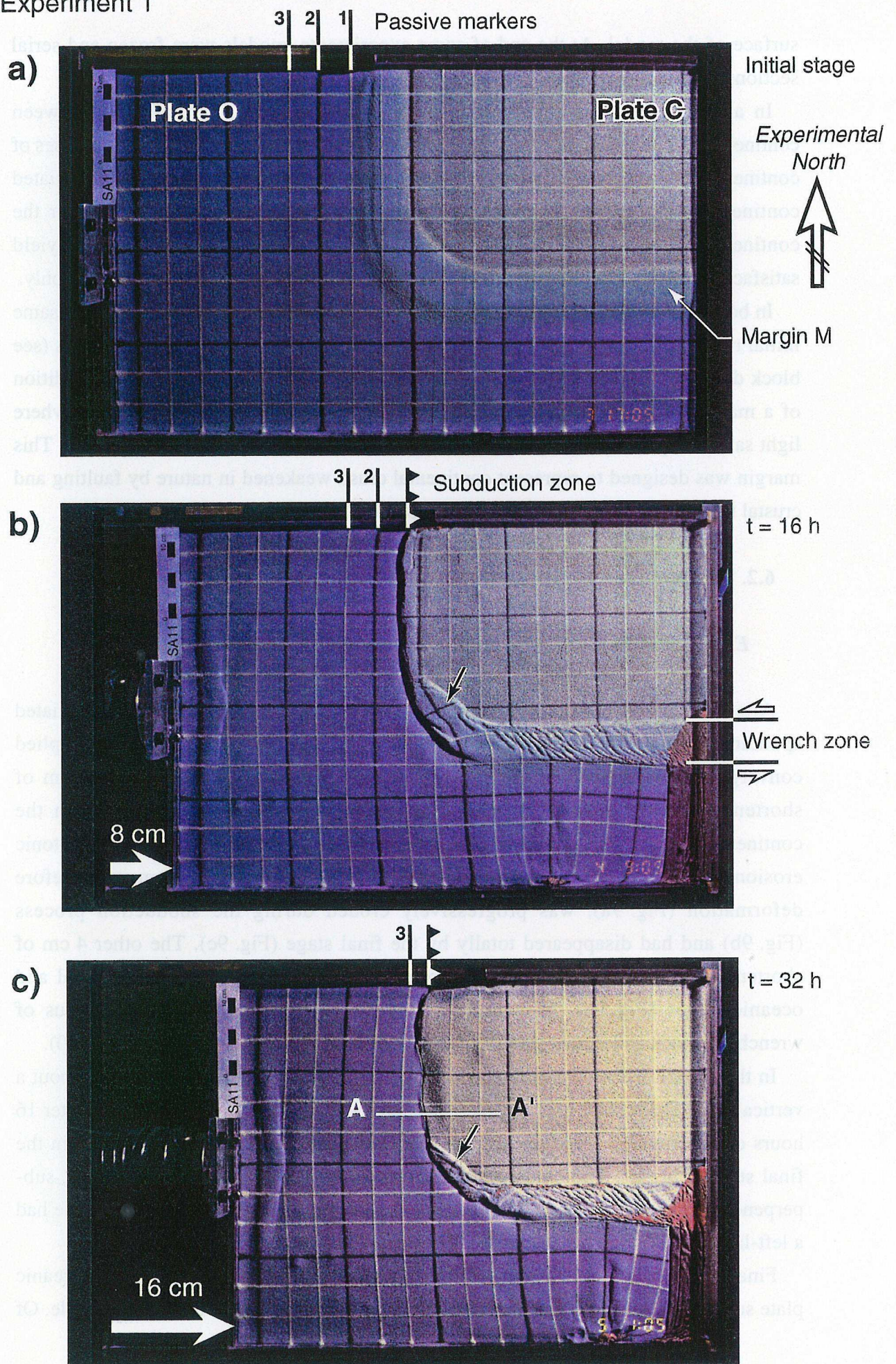
Experiment 1

After 1 to 2 hours of compression (0.5 to 1 cm of shortening), subduction initiated spontaneously at the western continental margin, sub-perpendicular to the applied convergence. At the end of the experiment (Fig. 9c), after 32 hours and 16 cm of shortening, nearly 8 cm of oceanic lithosphere had been subducted beneath the continental margin. Part of the shortening (nearly 4 cm) was accommodated by tectonic erosion and subduction of the continental margin. The margin, 5 cm wide before deformation (Fig. 9a), was progressively eroded during the subduction process (Fig. 9b) and had disappeared totally by the final stage (Fig. 9c). The other 4 cm of shortening were accommodated by deformation and flexure of both continental and oceanic plates (Fig. 9e). In contrast, the weak southern margin was the locus of wrenching, folds and thrusts forming with southeasterly trends (Figs. 9b, 9c and 10).

In the corner of the continent, the weak margin became uplifted and rotated about a vertical axis. The surface grid recorded a counterclockwise rotation of about 30° after 16 hours of deformation (Figs. 9b and 9d), increasing to about 75° after 32 hours, in the final stage (Fig. 9c). The block rotations were accommodated by two rift zones, sub-perpendicular to the continental boundary (1 and 2, Fig. 9d). The southern rift zone had a left-lateral strike-slip component (2, Fig. 9d).

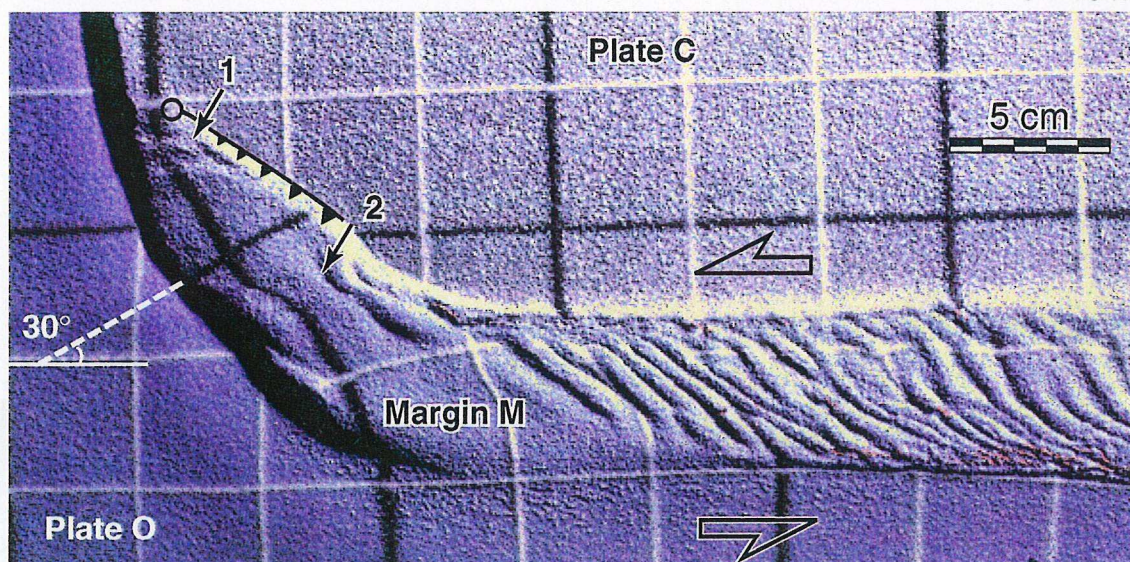
Finally, a section cut at the end of the experiment (Fig. 9e) showed that the oceanic plate subducted at a low angle and the adjacent continent folded at lithospheric scale. Of

Experiment 1



d) Plan view

t = 16 h



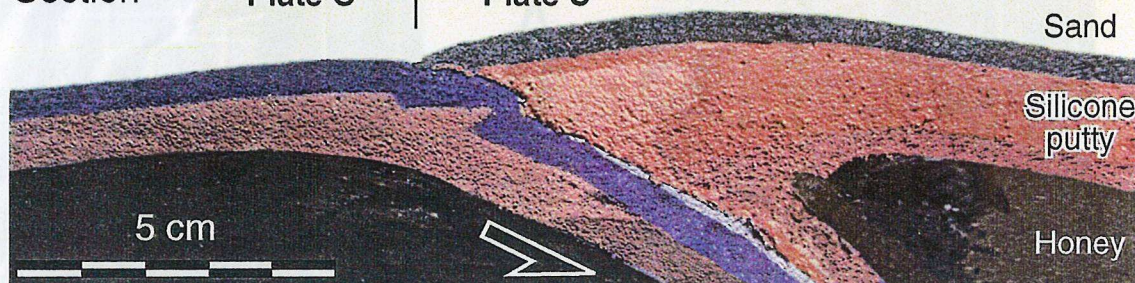
e) Section

Plate O

Plate C

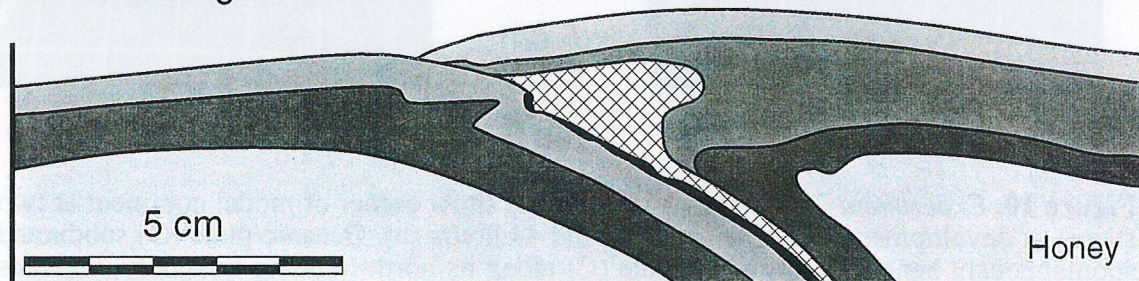
t = 32 h

A



A'

f) Line drawing of section



Oceanic lithosphere	Continental margin (M) lithosphere	Continental lithosphere
Heavy sand	Light sand	Light sand
Brown silicone	Pink silicone	Pink silicone
	Brown silicone	Brown silicone

Figure 9. *Experiment 1.* Photographs show top surface at initial stage (a) and two later stages of development (b and c, after 16 and 32 hours of deformation, respectively). Initially (a), oceanic plate (O) and continental plate (C) were separated by narrow margin (M) of thin continental lithosphere. Large white arrows indicate displacement of rigid piston (at a velocity of about 0.5 cm h⁻¹). Where margin M was perpendicular to sense of motion, plate O subducted spontaneously beneath plate C. Passive markers (numbered 1 to 3) were progressively consumed. Where margin M was parallel to the motion, a wrench zone developed. Small black arrows indicate areas where passive markers rotated (see text). For section A-A', see Figs. 9e and 9f. Detailed surface view (d) shows corner of margin M after 16 hours. Counterclockwise rotation of a block of weak margin has reached a value of 30°, as indicated by extrapolated grid line (dashed white line). Black circle locates the pole of rotation relative to plate C and black triangles illustrate how offset on thrust increases to the south-east. Small black arrows (numbered 1 and 2) indicate rifts developed during experiment and referred to in text. Cross section (e) of experiment was cut after freezing. Line drawing (f) illustrates the various layers. For section line, see Fig. 9c.

Experiment 2

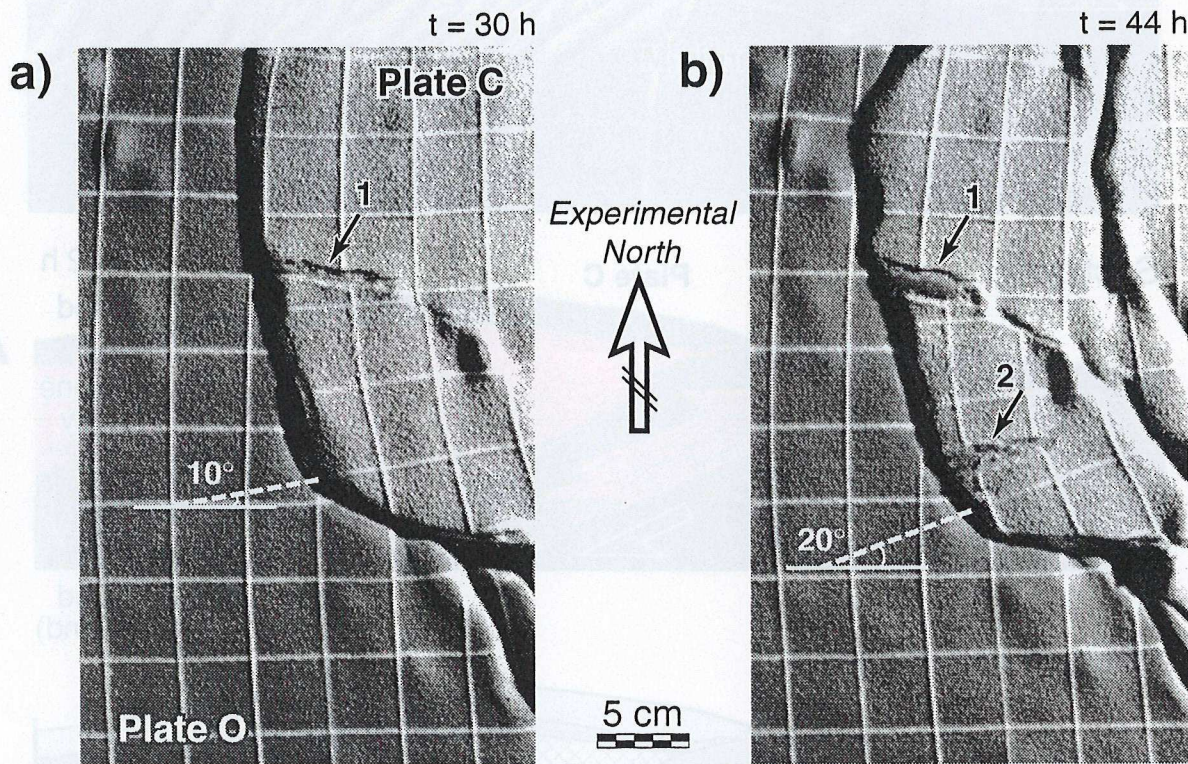


Figure 10. *Experiment 2.* Detailed surface views show corner of model continent at two stages of development, after 30 hours (a) and 44 hours (b). Oceanic plate (O) subducted spontaneously beneath continental plate (C) along its north-trending boundary, whereas a wrench zone developed along its east-trending boundary. Counterclockwise rotations of the southernmost block of plate C have reached values of 10° or 20°, after 30 or 44 hours, respectively, as indicated by extrapolated grid lines (dashed white lines). Small black arrows (numbered 1 and 2) indicate rifts developed during experiment and referred to in text.

the weak continental margin (M, Figs. 9e and 9f), the brittle upper part (sand) was dragged down with the subducting oceanic plate, whereas the ductile layer beneath it (pink silicone, margin M, Fig. 9f) became injected into the lower crust of the continental plate, thickening it (Figs. 9e and 9f).

Experiment 2

In the absence of a weak margin, subduction also initiated spontaneously, but compressional deformation spread more widely across the continental plate (C, Fig. 10). In the corner of the continent, wide blocks rotated counterclockwise about vertical axes and rotations were accommodated by rifts subperpendicular to the subduction zone. These rifts reached as far west as the subduction zone. Rotations reached magnitudes of 10° after 30 hours (Fig. 10a) and 20° after 44 hours (Fig. 10b), for 15 and 22 cm of shortening, respectively.

Although the rotations were smaller than in experiment 1, the rifts were better developed. This could be explained by the continental lithosphere being more resistant, so that deformation became more localized. As in experiment 1, the rifts had left-lateral strike-slip components (1 and 2, Fig. 10).

7. COMPARISON OF STRUCTURAL PATTERNS IN NATURE AND EXPERIMENT

In the two experiments presented above, the boundary conditions were a strongly simplified version of those operating at the southern tip of South America. The experiments focussed on the corner conditions, between a subduction zone along the western margin of the continent and strike-slip motions along its southern margin. Subduction of the Chile ridge, erosional unroofing of the cordillera and sedimentation in the Magellan basin were all neglected. Nevertheless, there are many similarities -and some differences- between the structural patterns in nature and experiment.

(1) In nature, the dip of the oceanic slab along an active margin of Chilean type is commonly of about 30° . Even though the experiments were not designed to study processus of subduction as such, the section across experiment 1 shows such a dip for the subducted oceanic plate (Fig. 9e).

(2) Along the western margin of South America, crustal folds and thrusts have developed within both the main cordillera and the Magellan basin, consistently with northeast- to east-trending shortening directions. In the experiments, crustal folds and thrusts did not develop along the western margin of the continent (Figs. 9b and 9c). Nevertheless, the section across experiment 1 (Fig. 9e) revealed buckling of the

continental lithosphere. In the experiments, shortening along the western margin also resulted in tectonic erosion and subduction of the continental margin (Figs. 9b, 9c and 9e).

(3) Along the southern margin of the continent, many of the folds, thrusts and strike-slip faults developed along Cordillera Darwin and within the Magellan basin in Tierra del Fuego, are compatible with the northeast-trending regional shortening directions determined in this study (Fig. 5). In the experiments, folds and thrusts formed between the wrench zone along the southern margin M are also consistent with a northeast-directed shortening direction (Fig. 9d).

(4) In nature, according to paleomagnetic data, Cordillera Darwin has rotated counterclockwise by about 90° since the Late Cretaceous (Dalziel et al., 1973; Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991), accounting for the Patagonian orocline. In both experiments, comparable block rotations occurred at the corner of the continental lithosphere (Figs. 9 and 10), where subduction at the western margin of the continent graded into strike-slip motions along the southern margin. The rotations are a direct consequence of the corner conditions.

(5) In the axial zone of the Magellan basin and in Tierra del Fuego, rifts and half-rifts developed sub-perpendicular to the cordillera during the Neogene (Diraison et al., 1997a, b). The normal faults at their edges had left-lateral components. In the experiments, a rift system also developed at the corner of the continental lithosphere (Figs. 9 and 10), accommodating counterclockwise block rotations. The rifts were more or less localized, depending on the overall resistance of the continental lithosphere. As for their Patagonian counterparts, the experimental rift margins had left-lateral components (1 and 2, Figs. 9 and 10).

8. DISCUSSION

Our experiments have shown that simple corner conditions are sufficient to explain many of the structures observed in nature at the southern tip of South America. Other structures, however, were not satisfactorily reproduced in the experiments.

Most striking in the experiments is the absence of compressional structures (folds, thrusts and foreland basin) along the western margin of the continent. This may be because the experiments cannot account for any thermal softening, due to magmatism, shear heating or upwelling of asthenosphere, above the subducting slab. The scale of investigation also made it difficult to include erosional unroofing and associated sedimentation.

In the experiments, rotations of blocks were accommodated by rifts, striking eastward and northeastward. A similar pattern of rifts has been identified in southern Patagonia

(Diraison et al., 1997a). However, the experimental rifts reached as far westward as the subduction zone (Figs. 9 and 10), whereas their natural counterparts have been recorded in the Magellan basin, but not in the cordillera. It is possible that they do indeed continue westward, perhaps with strike-slip components. At these latitudes, the cordillera is dissected by numerous fjords, including the western reaches of the Magellan Straits.

If the cordillera has been subjected to extension along strike, as in the experiments, this may have contributed to the exhumation of Cordillera Darwin. Dalziel and Brown (1989) attributed the exhumation to extension, but in a direction perpendicular to the cordillera. Clearly, further work is required in the Patagonian cordilleras, to distinguish between the various factors that may have been responsible for exhumation.

Another feature that is not well constrained is the timing of the Magellan rift system. It is active today and perhaps to have developed mainly during the Neogene, after the opening of Drake's Passage. However, it may have initiated well before, in the Paleogene or even the Late Cretaceous.

Although the corner conditions seem to account for most of the structures in southern Patagonia, subduction of the Chile ridge in the last 14 Ma (Cande and Leslie, 1986) may also have had an influence. Northward of the triple point, the velocity of convergence between Nazca and South America is currently about 80 mm/yr; whereas southward, between Antarctic and South America, it is about 20 mm/yr. Such a drastic decrease in the velocity of convergence, although restricted to a small area of Patagonia, may have encouraged crustal extension.

In contrast at the northwestern corner of South America, no such rift system appears to have developed. This may be because the regional context is more compressional, due to counterclockwise rotation of the Caribbean plate and collision of Central America with South America.

Paleomagnetic studies have been used to model the development of the Patagonian orocline (see Burns et al., 1980; Fig. 5, and Cunningham, 1993; Fig. 14). These models assume bending of the cordillera with respect to a fixed continental shelf. They thus imply that shortening increases from northwest to southeast, within both the cordillera and the Magellan basin. In the main Cordillera, no such gradient has ever been described, although Cordillera Darwin forms the most metamorphic part of the cordillera and has been overthrust toward the northeast (Klepeis, 1994a). In the basin, our regional cross sections (Fig. 4) show that shortening increases toward the southeast, but probably not enough to corroborate the oroclinal models. Perhaps the assumption of a fixed foreland is too simplistic. Bending of the Patagonian orocline may be associated with more regional block rotations, at the scale of the southern tip of South America, including the island of Tierra del Fuego and parts of the Magellan basin. This may account for the Magellan Straits extending as far eastward as the Atlantic ocean.

9. CONCLUSIONS

In both Andean cordillera and Magellan basin (Fig. 3), the major structures are: (1) folds and thrusts, trending sub-parallel to the cordillera all along the orocline; (2) strike-slip faults, eastward-trending and left-lateral, along Cordillera Darwin; (3) strike-slip faults, northward-trending and right-lateral, along the Patagonian cordillera; and (4) rifts and half-rifts, trending sub-perpendicular to the cordillera.

By analysis of minor faults in the Magellan basin, (1) shortening and stretching directions are mostly sub-horizontal; (2) shortening directions vary along the orocline, from an eastward trend along the Patagonian cordillera, to a northeastward trend along Cordillera Darwin; and (3) stretching directions are sub-parallel to the Andes (Fig. 5 and Appendix B).

The principal kinematic directions probably reflect a combination of thrusting sub-perpendicular to the cordillera and tangential stretching, especially along the fold and thrust belt, where most of the data were obtained. The principal directions are consistent with the major structures (thrusts within the cordillera and rifts within the basin).

According to the experiments, simple corner conditions may be sufficient to account for major elements of the structural pattern developed in southern South America, especially the Neogene rifts radially distributed within the Magellan basin.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded mainly by the European Community (Contract CII*-CT93-0091, Andean Tectonics of Argentina). Additional funding was provided by Bidas (Argentina), Compañía General de Combustibles (Argentina) and ELF-Aquitaine (France). We are grateful to J.J. Kermarrec, both for his invaluable assistance with the experiments and for building the apparatus. For useful discussion and for considerable help in the field, we thank Alberto Gutiérrez Pleimling and Alejandro López Angriman (both of Bidas), Muriel Miller (Compañía General de Combustibles), Jorge Skarmeta and Juan Carlos Castelli (formerly at Empresa Nacional del Petróleo, Chile) and Eduardo Olivero and Daniel Martinioni (Centro Austral de Investigaciones Científicas, Ushuaia).

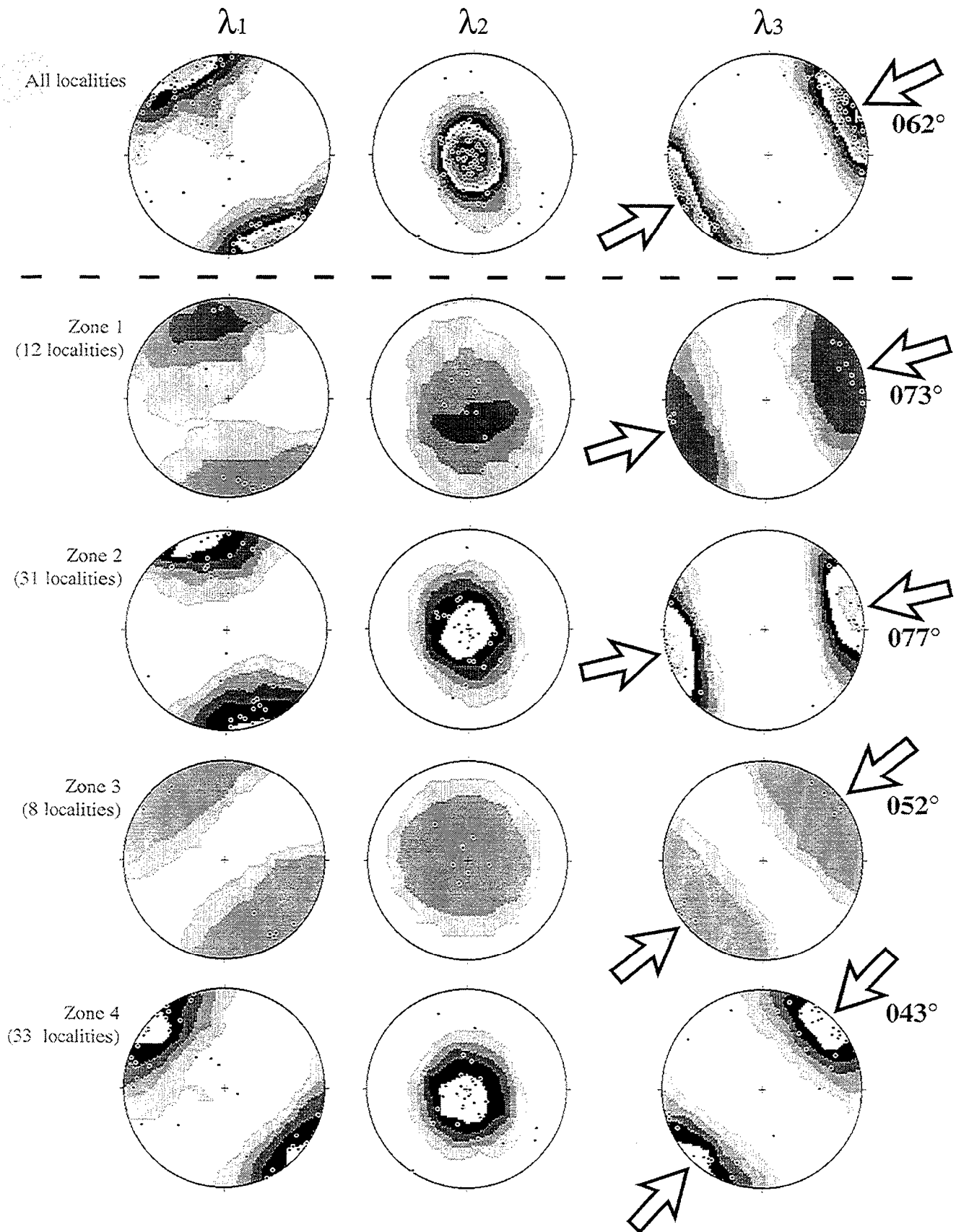
Appendix A: Fault-slip data

Locality	λ_1		λ_2		λ_3		Eigenvalues			R	N	Max
	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	E1	E2	E3			
SCz 01	324	37	173	49	066	14	0,2195	0,0783	-0,2978	0,73	19	18
SCz 02	173	18	314	68	079	13	0,1831	0,0650	-0,2481	0,73	32	28
SCz 03	183	21	351	69	092	04	0,2215	0,1836	-0,4051	0,94	20	20
SCz 04	158	04	257	68	067	22	0,3382	0,0111	-0,3492	0,52	16	16
SCz 05	165	05	029	83	256	05	0,2384	0,0987	-0,3371	0,76	32	30
SCz 06	355	11	196	78	085	04	0,3036	0,0725	-0,3761	0,66	12	12
SCz 07	298	70	146	18	053	09	0,1933	0,1401	-0,3334	0,90	18	18
SCz 08	322	60	170	27	074	12	0,2754	0,0140	-0,2894	0,54	23	23
SCz 09	311	30	159	56	049	13	0,1652	0,1393	-0,3044	0,94	24	24
SCz 10	169	13	022	74	261	08	0,2238	0,0890	-0,3128	0,75	24	24
SCz 11	324	37	173	49	066	14	0,2195	0,0783	-0,2978	0,73	19	18
SCz 12	350	12	157	78	259	03	0,2664	0,1060	-0,3724	0,75	39	39
SCz 13	164	04	275	78	073	11	0,2908	0,0617	-0,3524	0,64	22	21
SCz 14	344	08	163	82	254	00	0,2089	-0,0051	-0,2038	0,48	24	20
SCz 15	010	12	214	77	101	05	0,3177	0,0229	-0,3406	0,55	25	25
SCz 16	156	19	336	71	246	00	0,1987	0,1079	-0,3066	0,82	15	14
SCz 17	168	11	348	79	258	00	0,2096	0,0777	-0,2873	0,73	21	20
SCz 18	319	17	100	68	225	13	0,2450	0,1211	-0,3661	0,80	33	33
SCz 19	159	25	337	65	069	01	0,2024	0,0766	-0,2789	0,74	22	20
SCz 20	177	04	294	81	087	08	0,2341	0,0847	-0,3189	0,73	26	24
SCz 21	345	26	172	63	076	03	0,1817	0,0870	-0,2686	0,79	26	24
SCz 22	171	14	000	76	261	02	0,2488	0,0792	-0,3281	0,71	19	19
SCz 23	177	11	301	71	084	16	0,2321	0,1181	-0,3502	0,80	27	27
SCz 24	001	03	246	83	091	06	0,2582	0,0702	-0,3284	0,68	23	23
SCz 25	180	71	358	19	088	01	0,1832	0,1268	-0,3100	0,89	24	24
SCz 26	140	28	296	60	045	10	0,2558	0,1095	-0,3653	0,76	21	21
SCz 27	161	18	290	63	064	20	0,3600	-0,0113	-0,3487	0,48	24	24
SCz 28	343	45	183	43	083	11	0,2432	0,0649	-0,3081	0,68	23	22
SCz 29	343	33	134	53	243	14	0,2401	0,1621	-0,4022	0,88	17	17
SCz 30	348	06	115	81	258	07	0,2654	-0,0144	-0,2510	0,46	21	19
SCz 31	333	18	124	69	239	09	0,2643	0,0325	-0,2968	0,59	19	17
SCz 32	156	19	298	67	061	13	0,2186	0,0212	-0,2398	0,57	35	31
SCz 33	002	26	179	64	272	01	0,1651	0,1336	-0,2988	0,93	25	25
SCz 34	354	06	168	84	264	01	0,2534	0,0833	-0,3367	0,71	18	18
SCz 35	239	11	012	74	147	11	0,3115	0,0193	-0,3308	0,55	23	22
SCz 36	186	48	345	40	084	11	0,1843	0,1248	-0,3090	0,88	19	18
SCz 37	154	13	359	76	246	06	0,2315	0,0074	-0,2389	0,52	17	15
SCz 38	344	08	153	82	254	01	0,1935	-0,0096	-0,1838	0,46	25	22
UEs 01	017	16	183	74	286	04	0,2757	0,0566	-0,3323	0,64	16	16
UEs 02	002	60	193	30	100	05	0,2229	0,0900	-0,3130	0,75	17	16
UEs 03	341	35	158	56	250	01	0,2970	0,1206	-0,4177	0,75	18	18
UEs 04	156	26	344	64	247	03	0,1892	0,1419	-0,3311	0,91	29	29
UEs 05	158	04	350	87	248	01	0,2358	0,0466	-0,2824	0,63	20	19
UEs 06	321	14	100	72	228	11	0,3076	0,0366	-0,3442	0,58	23	23
UEs 07	302	06	178	80	032	09	0,2932	0,0343	-0,3275	0,58	19	18
UEs 08	133	07	255	78	042	10	0,2838	-0,0172	-0,2665	0,45	12	12

Locality	λ_1		λ_2		λ_3		Eigenvalues			R	N	Max
	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	E1	E2	E3			
UEs 09	145	12	341	78	236	03	0,2068	0,1292	-0,3360	0,86	24	24
UEs 10	324	11	200	70	057	16	0,2351	0,0532	-0,2884	0,65	17	16
UEs 11	151	39	318	50	056	07	0,2964	0,0536	-0,3500	0,62	22	22
UEs 12	327	21	194	60	065	20	0,2299	0,0964	-0,3263	0,76	22	21
UEs 13	150	05	298	85	060	03	0,2011	0,0847	-0,2858	0,76	20	19
TdF 01	147	10	340	79	238	02	0,2999	-0,0190	-0,2809	0,45	19	18
TdF 02	149	14	014	71	242	13	0,1912	0,0332	-0,2244	0,62	14	13
TdF 03	246	11	123	71	339	16	0,1596	-0,0527	-0,1069	0,20	15	12
TdF 04	308	04	053	76	217	13	0,3301	0,0121	-0,3423	0,53	16	16
TdF 05	124	01	032	81	215	09	0,2461	-0,0165	-0,2296	0,45	22	19
TdF 06	342	01	096	87	252	03	0,2821	0,0599	-0,3420	0,64	10	10
TdF 07	286	09	151	77	017	09	0,2350	0,0936	-0,3286	0,75	29	29
TdF 08	303	05	148	85	033	02	0,3250	-0,0477	-0,2773	0,38	15	14
TdF 09	162	28	354	62	255	05	0,3918	0,0484	-0,4403	0,59	7	7
TdF 10	316	22	154	67	049	06	0,3212	0,0964	-0,4176	0,70	7	7
TdF 11	325	00	234	81	056	09	0,3138	0,0538	-0,3676	0,62	17	17
TdF 12	130	04	245	81	040	08	0,2492	0,0747	-0,3239	0,70	21	21
TdF 13	347	71	127	15	220	11	0,2097	0,1583	-0,3680	0,91	18	18
TdF 14	124	15	277	73	032	07	0,2698	0,0903	-0,3601	0,72	17	17
TdF 15	114	78	213	02	304	12	0,2721	-0,0905	-0,1816	0,20	26	22
TdF 16	306	05	166	84	036	04	0,1749	-0,0551	-0,1198	0,22	12	10
TdF 17	134	11	337	78	225	05	0,2555	0,0684	-0,3239	0,68	23	22
TdF 18	270	11	008	38	166	50	0,2016	0,0263	-0,2278	0,59	7	7
TdF 19	276	14	154	64	011	21	0,3453	0,0296	-0,3749	0,56	4	4
TdF 20	324	06	193	82	055	06	0,2405	0,1048	-0,3453	0,77	20	20
TdF 21	286	24	167	47	033	33	0,3369	-0,0681	-0,2689	0,33	22	20
TdF 22	317	02	224	50	048	40	0,2501	0,0390	-0,2891	0,61	24	21
TdF 23	230	41	339	21	089	42	0,1328	0,1060	-0,2388	0,93	24	22
TdF 24	339	07	235	61	073	28	0,3705	0,0034	-0,3739	0,51	27	27
TdF 25	296	05	189	75	027	15	0,2520	0,0316	-0,2836	0,59	19	18
TdF 26	106	03	010	67	198	23	0,2467	-0,0042	-0,2425	0,49	32	32
TdF 27	307	06	191	76	039	12	0,1930	-0,0082	-0,1848	0,47	22	19
TdF 28	336	64	119	21	215	14	0,3116	-0,0207	-0,2909	0,45	12	12
TdF 29	320	10	193	74	052	12	0,3138	0,0028	-0,3165	0,51	24	24
TdF 30	155	00	065	82	245	08	0,2793	0,0941	-0,3734	0,72	19	19
TdF 31	131	11	252	70	037	17	0,3824	0,0084	-0,3907	0,52	24	24
TdF 32	318	56	146	34	053	04	0,1852	0,1551	-0,3403	0,94	21	20
TdF 33	288	03	037	82	198	07	0,2863	-0,0028	-0,2836	0,49	16	15

The table gives the number of each locality (located on Fig. 5), the azimuth and plunge of stretching axis (I1), intermediate axis (I2), and shortening axis (I3), the eigenvalues of the Bingham moment tensor (E1, E2 and E3), the ratio $R = (E2 - E3) / (E1 - E3)$, the total number of measured faults (N) and the number of faults taken into account to determine the principal kinematic directions (Max).

Appendix B: Regional shortening directions



Contoured stereograms (equal area projections, lower hemisphere) of the three kinematic axes (11, 12, and 13) have been obtained by fault analysis (see Fig. 6 and Appendix A). Stereograms in first row are for all localities across the area. Stereograms in subsequent rows are for all localities in each of four zones defined in Fig. 5. From these stereograms, paired black arrows in right column indicate regional shortening axis for each zone. Strikes of regional shortening axes (in degrees) decrease from 077° in zone 2 to 043° in zone 4.

REFERENCES

- Allmendinger, R.W., Marett, R.A. and Cladouhos, T., 1993. FaultKin, version 3.8, a program for analyzing fault slip data for the Macintosh computer.
- Alvarez-Marrón, J., McClay, K.R., Harambour, S., Rojas, L. and Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 77: 1904-1921.
- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. XIX: 1309-1318.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. and Fitzgerald, M.G., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), *Foreland basins. Intern. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, 8: 41-61.
- Bruhn, R.L. and Dalziel, I.W.D., 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In: M. Talwani and W.C. Pitman III (Editors), *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Maurice Ewing Series, AGU*, 1: 395-405.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. and de Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 32-46.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L. and Chamalaun, F., 1980. Further paleomagnetic confirmation of the Magallanes orocline. *Tectonophysics*, 63: 75-90.
- Cagnolatti, M., Covellone, G., Erlicher, J. and Fantin, F., 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Rio Grande, Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. *X Congr. Geol. Argentino, San Miguel de Tucumán, Actas I*: 149-152.
- Camino, R. and Nullo, F.E., 1979. Carta geológico-económica de la Isla de los Estados (hoja 67e): República Argentina. Servicio Geológico Nacional, scale: 1:200 000.
- Cande, S.C. and Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *J. Geophys. Res.*, 91: 471-496.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Papers Proc. R. Soc. Tasmania*, 89: 255-288.
- Carey, S.W., 1958. A tectonic approach to continental drift. In: S.W. Carey (Editor), *Continental drift: A symposium. Univ. Tasmania press, Hobart, Tasmania*: 178-355.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *J. Struct. Geol.*, 13: 743-758.
- Cobbold, P.R., Szatmari, P., Lima, C. and Rossello, E.A., 1996. Cenozoic deformation across South America: Continent-wide data and analogue models. In: *Andean Geodynamics. Third Intern. Symp., O.R.S.T.O.M. éditions, Paris*: 21-24 (extended abstract).

- Codignotto, J.O. and Malumián, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54°S de la isla grande de la Tierra del Fuego. *Asoc. Geol. Argentina, Revista*, Buenos Aires, XXXVI: 44-88.
- Corbella, H., Chelotti, L. and Pomposiello, C., 1996. Neotectónica del rift Jurásico austral en Pali Aike, Patagonia extrandina, Santa Cruz, Argentina. XIII Congr. Geol. Argentino y III Congr. de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas II: 383-393.
- Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. and Miller, M., 1997. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S). *J. South Am. Earth Sc.* (in press).
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics*, 12: 169-186.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K.A., Gose, W.A. and Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *J. Geophys. Res.*, 196: 16,061-16,069.
- Cunningham, W.D., Dalziel, I.W.D., Lee, T.-Y. and Lawver, L.A., 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *J. Geophys. Res.*, 100: 8257-8266.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 300: 310-325.
- Dalziel, I.W.D., 1985. Collision and cordilleran orogenesis: an Andean perspective. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision tectonics: Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 19: 389-404.
- Dalziel, I.W.D. and Palmer, F.K., 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 259-280.
- Dalziel, I.W.D. and Brown, R.L., 1989. Tectonic denudation of the Darwin metamorphic core complex in the Andes of Tierra del Fuego, southernmost Chile: Implications for cordilleran orogenesis. *Geology*, 17: 699-703.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W. and Opdyke, N.D., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic Andes. In: D.H. Tarling and S.K. Runcom (Editors), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. Academic, San Diego, Calif., vol. 1: 87-101.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J. and Palmer, F.K., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291-294.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, New Series*, 14: 129-141.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.
- de Wit, M.J., 1990. Gondwana research: new breakthrough, old supercontinent. *South Afr. J. Sci.*, 86: 479-483.

- de Wit, M.J. and Ransome, I.G.D., 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Editors), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*: 15-21.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1997a. Magellan Strait: Part of a Neogene rift system. *Geology*, 25: 703-706.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. and Gutiérrez Pleimling, A., 1997b. Neogene tectonics within the Magellan basin (Patagonia). In: *Memorias, Tomo I. VI Simp. Bolivariano, Petrol. exploration in the Subandean basins, Cartagena de Indias, Colombia*: 1-14.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M. and Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.*, 126: 781-795.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernández, M.I. and Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.
- Gripp, A.E. and Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.*, 17: 1109-1112.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Harrison, T.M. and Heizler, M.T., 1992. Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: new data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1497-1514.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., and Uliana, M.A., 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, 116: 223-253.
- Kamb, W.B., 1959. Ice petrographic observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. *J. Geophys. Res.*, 64: 1891-1909.
- Katz, H.R., 1972. Plate tectonics-orogenic belt in the southeast Pacific. *Nature*, 237: 331.
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1458-1487.
- Klepeis, K.A., 1994a. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics*, 13: 882-904.
- Klepeis, K.A., 1994b. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *J. Geophys. Res.*, 99: 22,001-22,014.
- Kohn, M.J., Spear, F.S. and Dalziel, I.W.D., 1993. Metamorphic P-T paths from Cordillera Darwin in Tierra del Fuego, Chile. *J. Petrology*, 34: 519-542.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M. and Dalziel, I.W.D., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *J. metamorphic Geol.*, 13: 251-270.

- Kraemer, P.E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° L.S., Santa Cruz. XII Congr. Geol. Argentino y II Congr. de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas III: 119-125.
- Kranck, E.H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica, Helsinki, Finland, 4 (2): 1-231.
- Lawver, L.A., Sclater, J.G. and Meinke, L., 1985. Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. Tectonophysics, 114: 233-254.
- Merle, O. and Gapais, D. *called "El Titular"*, 1997. Strains within thrust-wrench zones. J. Struct. Geol., 19: 1011-1014.
- Milani, E.J., 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Editors), Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa: 101-108.
- Minster, J.B. and Jordan, T.H., 1978. Present day plate motions. J. Geophys. Res., 83: 5331-5354.
- Nelson, E.P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: Evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationship. J. Geol. Soc. London, 139: 755-761.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D. and Milnes, A.G., 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin - collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. Eclog. Geol. Helv., 73: 727-751.
- Pankhurst, R.J. and Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth Planet. Sci. Lett., 134: 23-36.
- Panza, J.L. and Nullo, F.E., 1994. Mapa geológico de la Provincia de Santa Cruz: República Argentina. Secretaría de Minería, scale 1:750 000, 1 sheet.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6: 233-248.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. J. Struct. Geol., 9: 597-608.
- Pfiffner, O.A. and Burkhard, M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientation from fault, twin and earthquake data. Ann. Tectonicae, 1: 48-57.
- Pinet, N. and Cobbold, P.R., 1992. Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique convergence. Tectonophysics, 206: 371-388.
- Pittion, J.L. and Gouadain, J., 1992. Source-rocks and oil generation in the Austral Basin. In: Proc. Thirteenth World Petrol. Cong., Buenos Aires: 113-120.
- Pubellier, M. and Cobbold, P.R., 1996. Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the western Pacific. Tectonophysics, 253: 33-52.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South-America- a collisional history. Episodes, 11: 168-173.
- Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes basin, Argentina. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 73: 887-903.

- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous system of southern South America. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 168: 145 p.
- Robles, D.E., 1984. Los depocentros de la Formación Springhill en el norte de Tierra del Fuego. IX Congr. Geol. Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas I: 449-457.
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M.J., Pankhurst, R.J. and Wever, H.E., 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: Evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of continental break-up*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 68: 149-163.
- Suárez, D., M., 1980. Mapa geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:1 000 000, 6 sheets.
- Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 254: 47-65.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: A.J. Tankard and H.R. Balkwill (Editors), *Extensional tectonics and stratigraphy of the north Atlantic margins*. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 46: 599-614.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J. and Yrigoyen, M.R., 1995. Petroleum basins of southern South America: An overview. In: A.J. Tankard, R. Suárez Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 62: 63-77.
- Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. and Rossello, E.A., 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonophysics*, 254: 17-39.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 28: 95-107.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103: 98-111.
- Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. In: K.R. McClay and N.J. Price (Editors), *Thrust and nappe tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 9: 513-528.
- Winslow, M.A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. In: C. Craddock (Editor), *Antarctic geoscience*. Univ. Wisconsin Press, Madison: 143-154.
- Winslow, M.A., 1983. Clastic swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1073-1080.

Chapitre IV

**Analyse de transects en Terre de Feu argentine
et dans la Province de Santa Cruz**

Introduction

Parallèlement à l'étude régionale du bassin de Magellan et des Andes australes (cf. § III), nous nous sommes intéressés aux deux extrémités de l'arc situées en Argentine au niveau de la Terre de Feu et le long d'un transect bordant le lac Viedma dans la province de Santa Cruz. La majeure partie du financement nécessaire à la réalisation de ce travail, et spécialement le côté logistique, a été soutenue par un programme scientifique de la Communauté Européenne intitulé "Tectonique andine de l'Argentine".

Ces études plus locales, ont donné lieu à deux publications qui constituent l'essentiel de ce chapitre.

IV.1. Terre de Feu argentine

IV.1.1. Publication : Tectonique néogène dans le bassin de Magellan (Patagonie)

IV.1.1.1. Introduction

En Terre de Feu, l'âge des derniers événements compressifs andins constitue un point toujours controversé. Pour certains auteurs (Alvarez Marrón *et al.*, 1993; Klepeis, 1994a), l'Oligocène marque l'arrêt de la compression, tandis que pour d'autres (Winslow, 1981, 1982; Biddle *et al.*, 1986; Diraison *et al.*, 1996), la compression andine se poursuit jusqu'au Miocène voire Pliocène. Or, dater la fin de la compression andine revêt une importance primordiale, suite à la mise en évidence des structures extensives néogènes qui affectent la zone axiale du bassin. Il est en effet nécessaire de définir si le développement des rifts est postérieur à la compression ou si au contraire, il en est synchrone.

Le premier objectif de ce travail a donc été de confirmer la présence de déformation extensive par le biais de données de sub-surface (sismique réflexion pétrolière), et d'observer si cette extension est limitée à la zone axiale du bassin ou si elle affecte de manière plus généralisée l'ensemble du bassin en Terre de Feu. Dans un deuxième temps, nous avons étudié les relations temporelles entre les structures compressives et les rifts qui affectent la ceinture d'avant-pays plissée. En dernier lieu, nous avons abordé les possibles implications économiques d'un tel système de rifts néogènes.

IV.1.2.2. Résumé

A l'extrémité Sud de l'Amérique du Sud, le bassin de Magellan (ou bassin Austral) souligne l'arc formé par les Andes australes. Depuis le Mésozoïque, la cordillère des Andes et le bassin de Magellan se sont développés dans un contexte tectonique complexe. Du Trias au Crétacé inférieur, un régime régional extensif conduit à la formation du bassin marginal arrière-arc "Rocas Verdes". Pendant le Crétacé supérieur et le Tertiaire, le passage à un contexte régional compressif entraîne le soulèvement progressif des Andes et le développement du bassin d'avant-pays de Magellan.

Le long de l'arc, les principales structures compressives (chevauchements et plis) sont sub-parallèles à la cordillère. Un système de rifts a récemment été mis en évidence dans la zone axiale du bassin, au niveau du détroit de Magellan, traduisant la présence d'une extension néogène. Ces rifts sont sub-perpendiculaires à la direction de la cordillère et sont parallèles aux directions de raccourcissement régionales.

A partir de données de sub-surface et de données de terrain concernant la Terre de Feu argentine, cette étude montre que la déformation compressive affectant la zone frontale de la chaîne plissée est essentiellement néogène. Les structures extensives également néogènes sont donc contemporaines de ce raccourcissement. De plus, il apparaît que les structures extensives ne sont pas limitées spatialement à la zone axiale du bassin de Magellan mais qu'elles sont réparties plus largement à travers le bassin.

Sur la bordure orientale du bassin de Magellan, les hydrocarbures sont essentiellement piégés dans la formation Springhill. Cette formation, qui constitue le principal réservoir du bassin, est latéralement discontinue et sa répartition est contrôlée par un système de failles normales jurassiques, orientées NNO. Le système de failles normales néogènes, sub-perpendiculaire à la cordillère, pourrait aussi influencer la migration secondaire des hydrocarbures.

IV.1.2.3. Article

Neogene tectonics within the Magellan basin (Patagonia)

Article publié dans : *MEMOIRS of the VI SIMPOSIO BOLIVARIANO*

(Petroleum exploration in the sub-Andean basins), Cartagena de Indias, Colombia, 14-17th September 1997, Tomo I: 1-14.

Reproduit avec l'aimable autorisation de l'Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo.

Neogene tectonics within the Magellan basin (Patagonia)

Marc Diraison,¹ Peter R. Cobbold,¹ Denis Gapais,¹
Eduardo A. Rossello,² and Alberto Gutiérrez Pleimling³

¹ Géosciences-Rennes (UPR 4661-CNRS), Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, Francia.

² CONICET-Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

³ Bidas S.A.P.I.C., Leandro N Alem 1180, 1001 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT

At the southern tip of South America, the Magellan (Austral) basin abutts the arc formed by the southern Andes. Since the Mesozoic, both cordillera and Magellan basin have developed in a complex tectonic setting. From the Triassic to the Early Cretaceous, extensional deformation led to the development of the Rocas Verdes marginal basin. During the Late Cretaceous and Tertiary, the Andes were uplifted and the Magellan foreland basin developed. Along the arc, compressional structures (thrusts and folds) are subparallel to the Cordillera. Associated Neogene extension, identified within the axial zone of the Magellan basin, is responsible for the Magellan Straits rift system. This trends subperpendicularly to the cordillera and parallel to the regional shortening directions. Using subsurface and field data from Argentinian Tierra del Fuego, this study shows that the compressional deformation within the frontal fold and thrust belt is mainly Neogene. The extensional structures are contemporaneous with the Neogene shortening. They are not restricted to the axial zone of the Magellan basin, but are distributed more widely across the basin. Hydrocarbons are mainly trapped in the Springhill formation, on the foreland side of the Magellan basin. The Springhill reservoir rock is laterally discontinuous and controlled by Jurassic normal faults trending north-northwest. Neogene normal faults, subperpendicular to the Cordillera, may also have influenced the secondary migration of hydrocarbons.

This work was funded mainly by the European Community (Contract CII*-CT93-0091, Andean Tectonics of Argentina) and UTE-Tierra del Fuego (YPF S.A., Bidas S.A.P.I.C., and CHAUVCO Resources). Additional funding was provided by Bidas (Argentina) and Compañía General de Combustibles (Argentina). We are grateful to the management of Bidas for permission to publish some figures included in this paper. For useful discussion and for considerable help in the field, we thank Alejandro López Angriman and Ana Corsi (both of Bidas), Muriel Miller (Compañía General de Combustibles) and Jorge Skarmeta and Juan Carlos Castelli (formerly at Empresa Nacional del Petróleo, Chile).

RESUMEN

La Cuenca Austral, que orla la porción interna del arqueamiento Patagónico-Fueguino de la Cordillera de los Andes, es el resultado de un contexto tectosedimentario complejo. Durante el Triásico Medio-Cretácico Inferior, una fase extensional produjo la apertura de la cuenca marginal de Rocas Verdes. A partir del Cenomaniano, un régimen tectónico compresivo determinó el levantamiento de la Cordillera y la formación de la cuenca de antepaís Austral.

A lo largo del arqueamiento, las estructuras compresivas Cretácicas y Terciarias son sub-paralelas al rumbo de la Cordillera Patagónica-Fueguina. Además, sobre datos de subsuelo se observa que este acortamiento, es al menos activo durante la sedimentación Terciaria. Sin embargo, a partir del Neógeno, se producen también en la cuenca una serie de grábenes sub-perpendiculares a la Cordillera (e.g. Estrecho de Magallanes) que evidencian una extensión perpendicular con respecto a la dirección de acortamiento tectónico regional. Los datos de subsuelo y de campo, de la parte argentina de Tierra del Fuego, indican que toda la secuencia sedimentológica y el basamento de la cuenca están afectados por estas fallas directas, cuyo rechazo disminuye desde el SO hacia el NE.

Las fallas directas del Jurásico, con rumbo principal NNO, controlan el emplazamiento de los yacimientos de hidrocarburos, aunque se sugiere que el fallamiento Neógeno descripto puede contribuir a la migración y emplazamiento de los mismos.

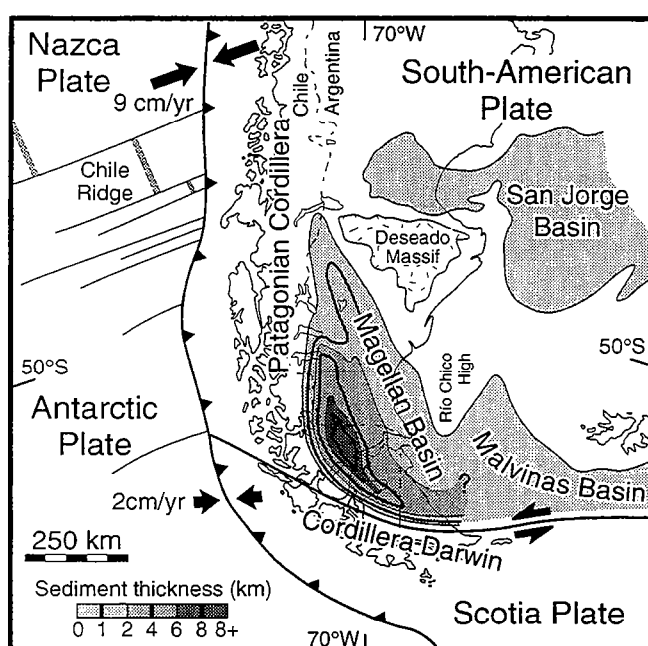


Figure 1-Tectonic setting of southernmost South America. Relative motions between plates (black arrows) are from model NUVEL-1 (Gripp and Gordon, 1990). Sedimentary basins are indicated in gray. Sediment thicknesses (shades of gray, key at bottom) are shown for the Magellan basin (after Ramos, 1989).

INTRODUCTION

The Magellan (Austral) basin is mainly a foreland basin, located on the concave side of an arc in the southernmost Andes, between the northward-trending Patagonian Cordillera and the eastward-trending Cordillera Darwin (Fig. 1). The area has a long and complex tectonic history. Since the late Paleozoic, oceanic plates have subducted beneath the western continental margin of South America. From the late Triassic break up of southwestern Gondwana until the Early Cretaceous, the southern tip of South America underwent extensional deformation, leading to development of the Rocas Verdes marginal basin (Rapela and Pankhurst, 1992; Storey, 1993). In the Late Cretaceous, the Andes started to form and the Rocas Verdes marginal basin closed (Dalziel et al., 1974; Dalziel, 1985). During the Late Cretaceous and Tertiary, the Magellan basin developed in a foreland setting. Neogene thrusting has long been known in the hinterland (Winslow, 1981, 1982; Biddle et al., 1986; Diraison et al., 1996). Folding and thrusting are diachronous within the basin. They started during the Late Cretaceous (Cenomanian) in the deepest part of the basin (Winslow, 1981), and then propagated toward the craton. Recently, Neogene extensional deformation has been identified in the axial zone of the basin (Diraison et al., 1997). It is responsible for the Magellan Straits rift system. Major rifts are subperpendicular to the Andean cordillera.

Within the Magellan basin, Early Cretaceous rocks have long been recognized as potential source-rocks for hydrocarbons (Thomas, 1949). Generation and migration of hydrocarbons started around 90 Ma (Pittion and Gouadain, 1992) and are still active today. The Neogene tectonic setting could therefore be significant for hydrocarbon exploration.

The purpose of this paper is to describe the kinematics of the Magellan foreland basin and its relationship to the nearby cordillera in Tertiary, and more especially in the Neogene. Access to subsurface data in Argentinian Tierra del Fuego has allowed us to improve on previous studies of the basin and to focus on the axial zone of the Magellan basin and its southeastern edge. Our study may provide new guidelines for hydrocarbon exploration within the Magellan basin.

REGIONAL STRATIGRAPHY

The Magellan basin is bounded to the south and west by the Andes and to the northeast by the Río Chico High. This high is a southern extension of the Deseado Massif (Fig. 1) and has been a permanent structural feature between the Magellan basin and the Malvinas basin, at least since the Late Cretaceous (Biddle et al., 1986). The main sedimentary units of the Magellan basin follow the concave form of the southern Andes, younging northeastward (Fig. 2).

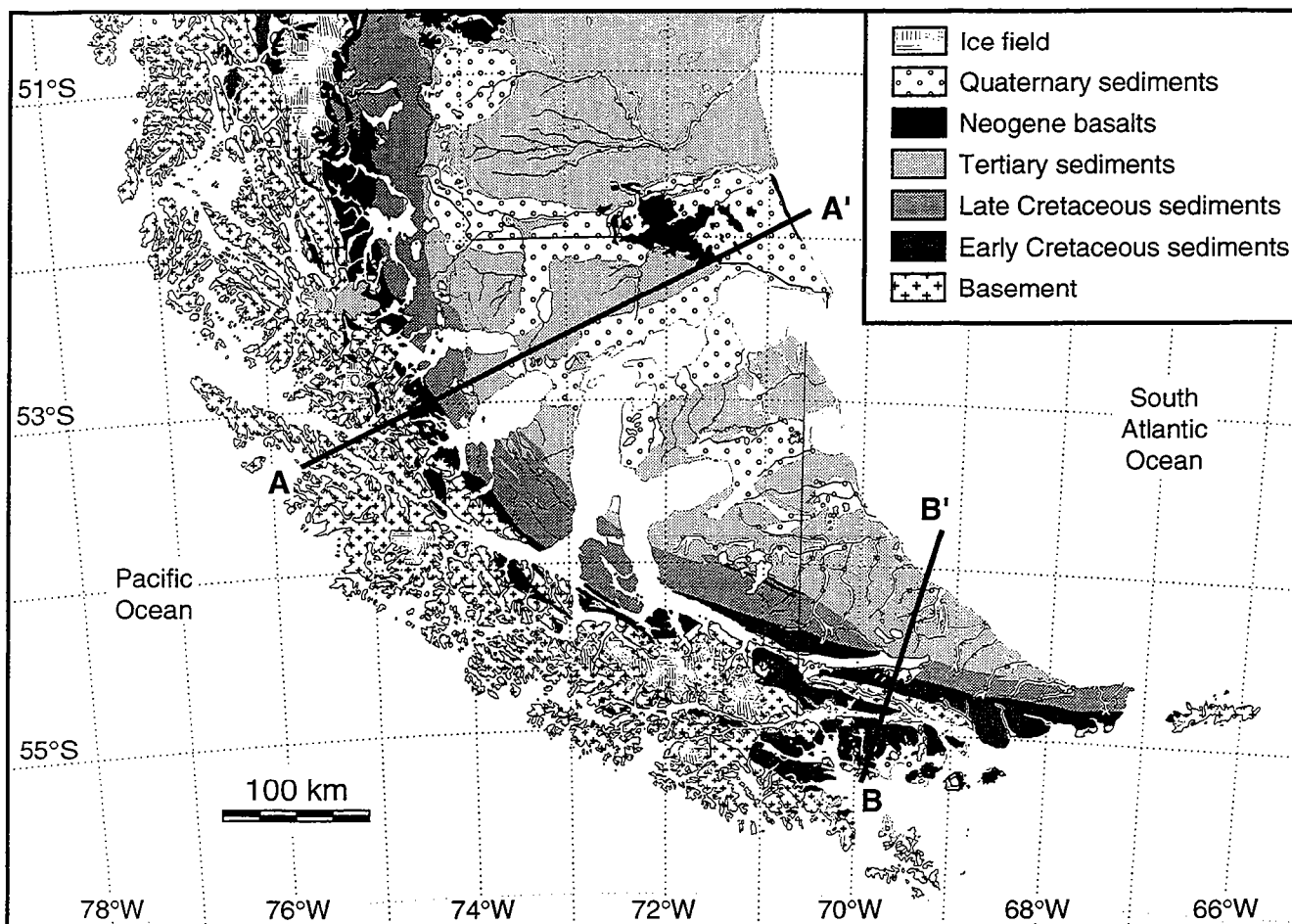


Figure 2-Geological map of the southern tip of South America showing major stratigraphic units (Lambert Conformal Conic projection). Data are from geologic maps of Chile (Suárez, 1980), Santa Cruz province, Argentina (Panza and Nullo, 1994), and Isla de los Estados, Argentina (Caminos and Nullo, 1979). For Argentinian Tierra del Fuego, the data are from various sources (Kranck, 1932; Codignotto and Malumián, 1981; and personal data). Basement consists of Paleozoic metasedimentary rocks, intrusions, ophiolites, and Jurassic volcanoclastic rocks. Black lines show the location of sections A-A' and B-B' (Fig. 4).

The Cordillera consists mainly of Paleozoic metasedimentary rocks, Mesozoic to Cenozoic intrusives, ophiolites and Jurassic volcanoclastic rocks. To the southeast, Early Cretaceous metasedimentary rocks (Yaghan formation) have been incorporated into the main Cordillera. During late Triassic to Jurassic times (150-160 Ma), the Paleozoic rocks were overlain by a thick volcanoclastic sequence (Tobífera formation). Volcanism was contemporaneous with regional extension (Bruhn et al., 1978; Gust et al., 1988), responsible for a system of rifts trending north-northwest (Urien et al., 1995; Corbella et al., 1996). The Paleozoic rocks and the Tobífera formation form the basement to the sedimentary rocks which infill the basin. During the Early Cretaceous, sedimentation started with the Springhill formation. The lower Continental Springhill consists mainly of fluvial-deltaic sandstones, whereas the upper Marine Springhill consists of shallow marine facies (Pittion and Gouadain, 1992). The Springhill formation is the main reservoir rock in the Magellan basin. It is very variable in thickness, from 0 to 150 m (Robles, 1984; Hinterwimmer et al., 1984; Riccardi, 1988). The Springhill formation is overlain by Early Cretaceous black marine shales (known as Lower Inoceramus, Pampa Ríncon, or Río Mayer formations), which form the main source-rocks of the Magellan basin. They were deposited in an anoxic to sub-anoxic environment during Berriasian to Albian times (Pittion and Gouadain, 1992), as in the Malvinas basin (Tissot et al., 1989). The Early Cretaceous sequence is also variable in thickness, from more than 1000 m in the southwest, to 500-700 m in the northeast (Riccardi, 1988).

In the Late Cretaceous, sedimentation coincided with changes in plate tectonics and the first stages of development of the Magellan foreland basin. Winslow (1981) described deposition of Cordillera-derived coarse clastics during the Cenomanian. In the southern part of the basin, the Late Cretaceous consists mainly of dark pelites (Katz, 1963) which are not good potential source-rocks (Pittion and Gouadain, 1992). Further north, lateral equivalents of these pelites are sandstones with intercalated conglomerates (Riccardi, 1988), known as the Río Belgrano, Piedra Clavada, or Río Tarde formations. The Late Cretaceous sequence can be up to 2,000-3,000 m thick in the central part of the basin.

Overlying Tertiary sediments form a foreland basin package, deposited in front of the rising Andes. Subsidence was due to loading along its western and southern edges. Depositional facies vary, from deep water shales and fanconglomerates in the southwest, to glauconitic sandstones in the northeast. Toward the northeast. Late Cretaceous to Tertiary sediments progressively onlap the Río Chico High (Biddle et al., 1986).

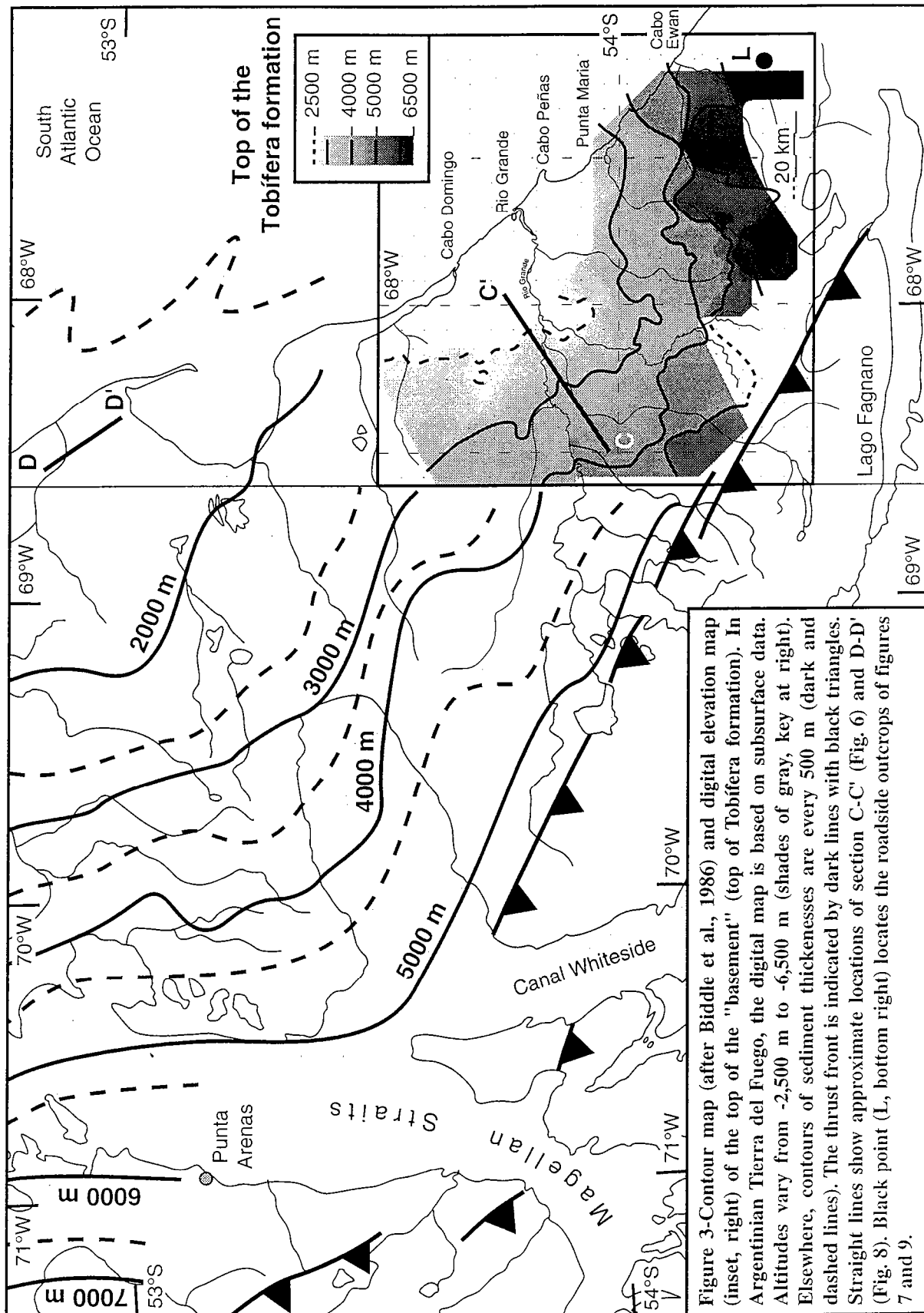


Figure 3-Contour map (after Biddle et al., 1986) and digital elevation map (inset, right) of the top of the "basement" (top of Tobífera formation). In Argentinean Tierra del Fuego, the digital map is based on subsurface data. Altitudes vary from -2,500 m to -6,500 m (shades of gray, key at right). Elsewhere, contours of sediment thicknesses are every 500 m (dark and dashed lines). The thrust front is indicated by dark lines with black triangles. Straight lines show approximate locations of section C-C' (Fig. 6) and D-D' (Fig. 8). Black point (L, bottom right) locates the roadside outcrops of figures 7 and 9.

DEPTH TO BASEMENT

Biddle et al. (1986) have compiled a structure-contour map on the top of the basement (Tobífera formation) within the Magellan basin, based on 8,500 km of reflection seismic data and 115 wells. For part of Argentinian Tierra del Fuego, we have remapped the top of the basement (Fig. 3). Depth to basement is important for estimating hydrocarbon maturity. The oil window is deeper than 2,500 m in the Magellan basin (Pittion and Gouadain, 1992). In Argentinian Tierra del Fuego, our map places the Tobífera formation at least 500 m deeper than indicated by Biddle et al. (1986). This difference is probably due to the scale of the investigation and to the quality of the data. On both maps, the surface of the basement shows similar dips and strikes. Within the mapped area, basement depths vary between -2,500 and -6,500 m. From northeast to southwest, along section C-C' (Fig. 3), the slope of the basement is about 1.75° . In general, the slope is between 1.5° and 2° .

REGIONAL STRUCTURAL PATTERN

Compressional structures have long been recognized in both the cordillera and its foothills. Examples have been described in (1) Santa Cruz province (e.g. Ramos, 1989; Kraemer, 1993), (2) Ultima Esperanza province (e.g. Winslow, 1981, 1982; Alvarez-Marrón et al., 1993; Klepeis, 1994), (3) both Santa Cruz and Ultima Esperanza provinces (e.g. Biddle et al., 1986), and (4) Tierra del Fuego (e.g. Cagnolatti et al., 1987; Cunningham, 1995).

In the cordillera, magmatism and horizontal shortening have acted together since the Late Cretaceous, to produce crustal thickening (Katz, 1972; Dalziel and Palmer, 1979; Nelson et al., 1980; Winslow, 1981; Klepeis, 1994). Major folds and thrusts provide evidence for shortening and thickening and are subparallel to the cordillera. Some are associated with strike-slip motions. Left-lateral faults have been described in Cordillera Darwin (Cunningham, 1993; Cunningham et al., 1995).

In the basin, folds and thrusts have been observed, both on seismic lines and in outcrops (Biddle et al., 1986; Cagnolatti et al., 1987; Alvarez-Marrón et al., 1993). These structures are also subparallel to the cordillera.

We have drawn regional sections across the axial zone of the basin and Tierra del Fuego (Fig. 4). In the axial zone (A-A'), compressional deformation is concentrated within the main Cordillera and within Cretaceous sediments of the basin. The structures are mainly in-sequence thrusts, verging to the northeast. Some of these thrusts have strike-slip components, due to oblique convergence between the South American plate and adjacent oceanic plates during the Mesozoic and Cenozoic (Cunningham, 1993; Cunningham et al., 1995). Within Tertiary sediments, the main structure is a backthrust,

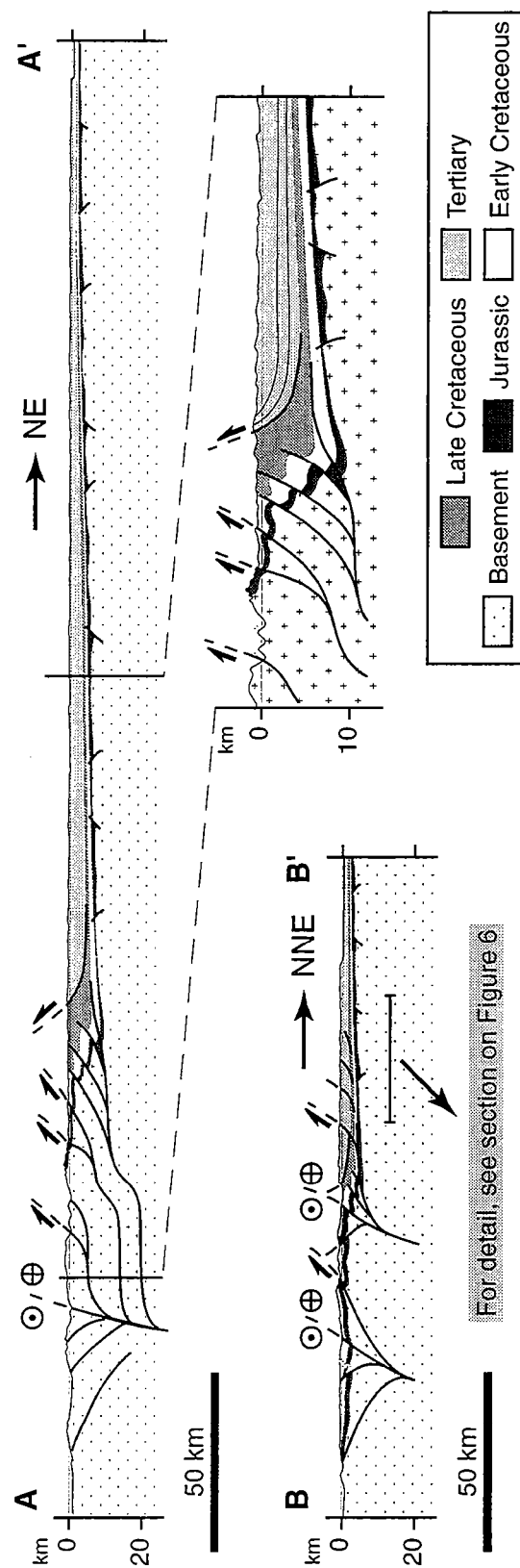


Figure 4-Regional sections (A-A' and B-B'), through Magellan basin and Andean Cordillera, inferred from surface geology. Complete sections are without vertical exaggeration. On detailed part of section A-A', vertical scale is exaggerated two and a half times. For section lines, see figure 2.

verging to the southwest. Basinward of this, sediments are less deformed. At regional scale, the main structures visible in the basement are rifts and half rifts of Jurassic age trending north-northwest (Corbella et al., 1996). Nevertheless, the wedge of Tertiary sediments (see detail section of A-A', Fig. 4) indicates that foreland flexure was active during the Tertiary. In Tierra del Fuego (B-B', Fig. 4), compressional deformation is somewhat different from that in the axial zone. Within the Cordillera, thrusts responsible for crustal thickening also have a major component of left-lateral strike-slip (Fig. 5). This strike-slip has been active since the Late Cretaceous (Cunningham, 1993; Cunningham et al., 1995) and especially since the development of the Scotia plate 30-35 Ma ago (Lawver et al., 1986). Within the basin, the thin-skinned fold and thrust belt deforms both Cretaceous and Tertiary sediments.

At regional scale (Fig. 5), the main compressional structures are subparallel to the Cordillera, some having strike-slip components. These structures are consistent with shortening directions (Fig. 5) determined from a kinematic analysis of fault-slip data (Diraison et al., 1996). In the foreland, the main structures are Neogene rifts (Fig. 5), recently identified (Diraison et al., 1997). The rifts are responsible for depressions trending northeast-southwest, including the Magellan Straits.

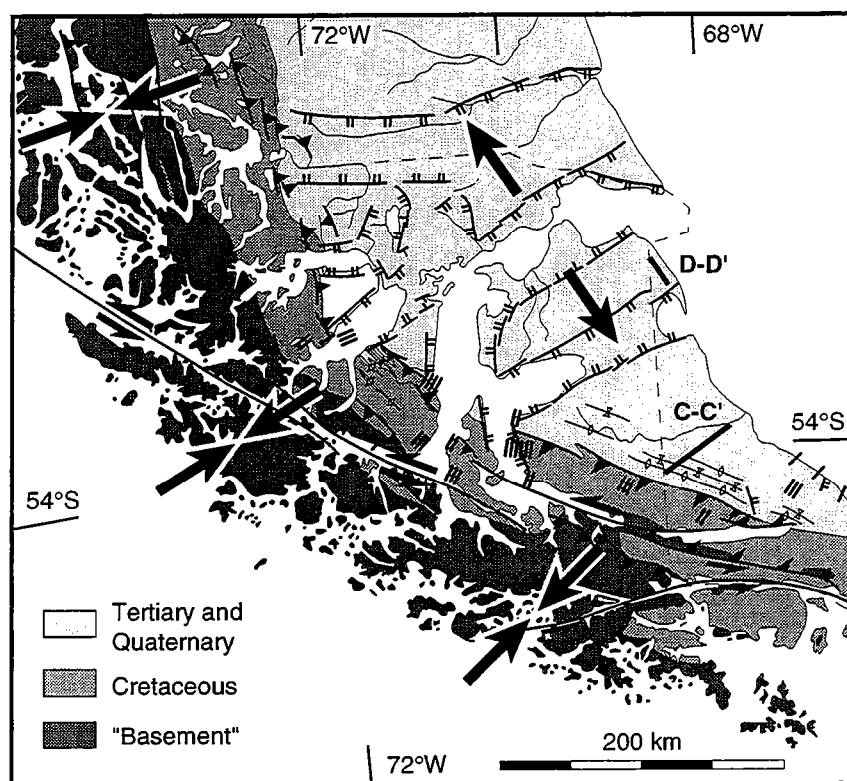


Figure 5-Regional structural map of southern South America (modified after Diraison et al., 1997). Structures are anticlinal hinges (lined by diamonds), thrusts (black triangles point down dip), strike-slip faults (black half arrows show sense of motion), and normal faults (double ticks are on downthrown sides). Black arrows indicate regional shortening or stretching directions within cordillera or basin obtained by kinematic analysis of fault-slip data (Diraison et al., 1996). Sedimentary dikes (bars, after Winslow (1983) for Chilean part and personal data for Argentinian Tierra del Fuego) are nearly perpendicular to regional stretching directions. For sections C-C' and D-D', see figures 6 and 8.

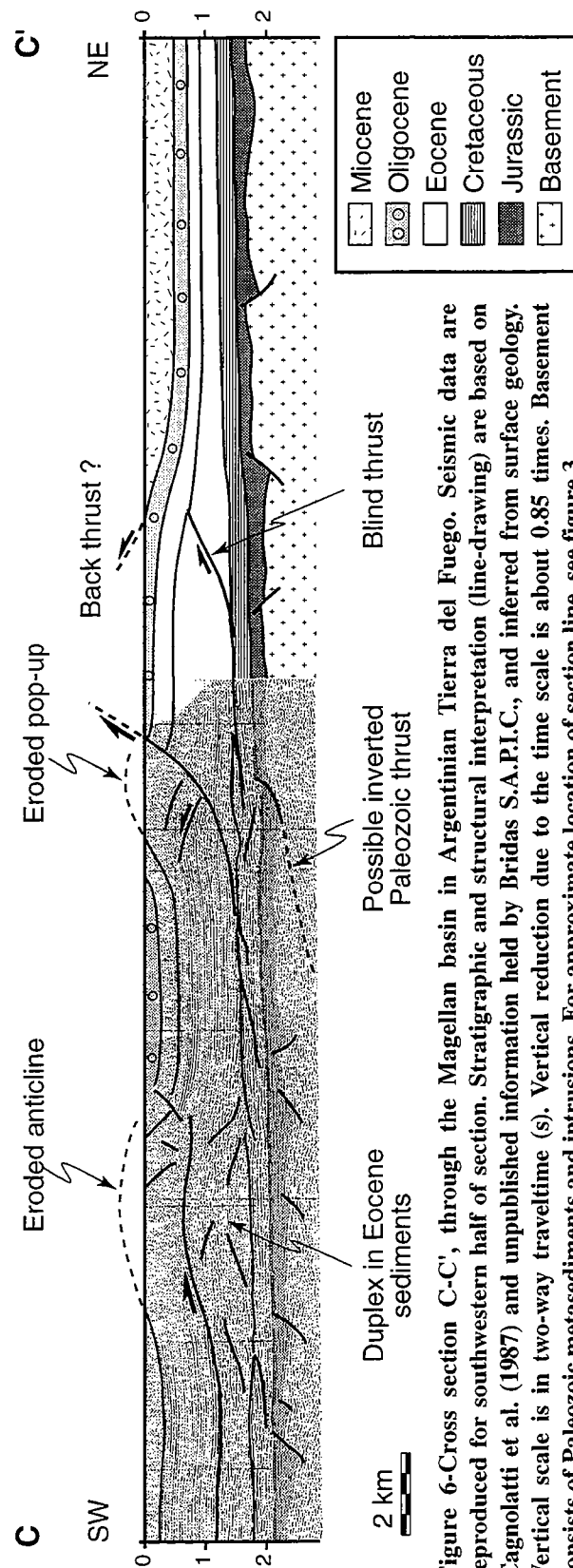


Figure 6-Cross section C-C', through the Magellan basin in Argentinian Tierra del Fuego. Seismic data are reproduced for southwestern half of section. Stratigraphic and structural interpretation (line-drawing) are based on Cagnolatti et al. (1987) and unpublished information held by Bidas S.A.P.I.C., and inferred from surface geology. Vertical scale is in two-way traveltime (s). Vertical reduction due to the time scale is about 0.85 times. Basement consists of Paleozoic metasediments and intrusions. For approximate location of section line, see figure 3.

TIMING OF DEFORMATION

The timing of deformation within the Magellan basin and its fold and thrust belt has long been debated. In the deepest part of the basin, compressional deformation started in the Cenomanian (Winslow, 1982). Deformation propagated northeastward during the Late Cretaceous and Tertiary (Winslow, 1981; Biddle et al., 1986). Shortening continued until the Oligocene (Alvarez-Marrón et al., 1993; Klepeis, 1994), Miocene (Biddle et al., 1986), or even the Pliocene (Winslow, 1981; Diraison et al., 1996). Using seismic and field data, we have focussed our study on Argentinian Tierra del Fuego, to better constrain the Neogene stages of deformation in the frontal fold and thrust belt.

Shortening

Section C-C' (Fig. 6) is sub-perpendicular to the two main structural features in the area: (1) middle Triassic to Early Cretaceous normal faults (Urien et al., 1995; Corbella et al., 1996), and (2) Late Cretaceous to Tertiary folds and thrusts. The section shows thin-skinned deformation in sedimentary rocks of the Magellan basin. The Paleozoic basement and Jurassic volcanoclastic rocks (Tobífera formation) are offset by normal faults. Growth faulting in the Tobífera formation shows that regional extension occurred mainly during Jurassic times. A low angle reflector identified within the basement (Fig. 6) suggests that some of these normal faults may be inverted Paleozoic thrusts. Early Cretaceous sedimentary rocks are less deformed by these Mesozoic normal faults. There is no clear evidence for reactivation of the normal faults during later compression. On section C-C' (Fig. 6), the top of the Tobífera formation is relatively flat, although offset

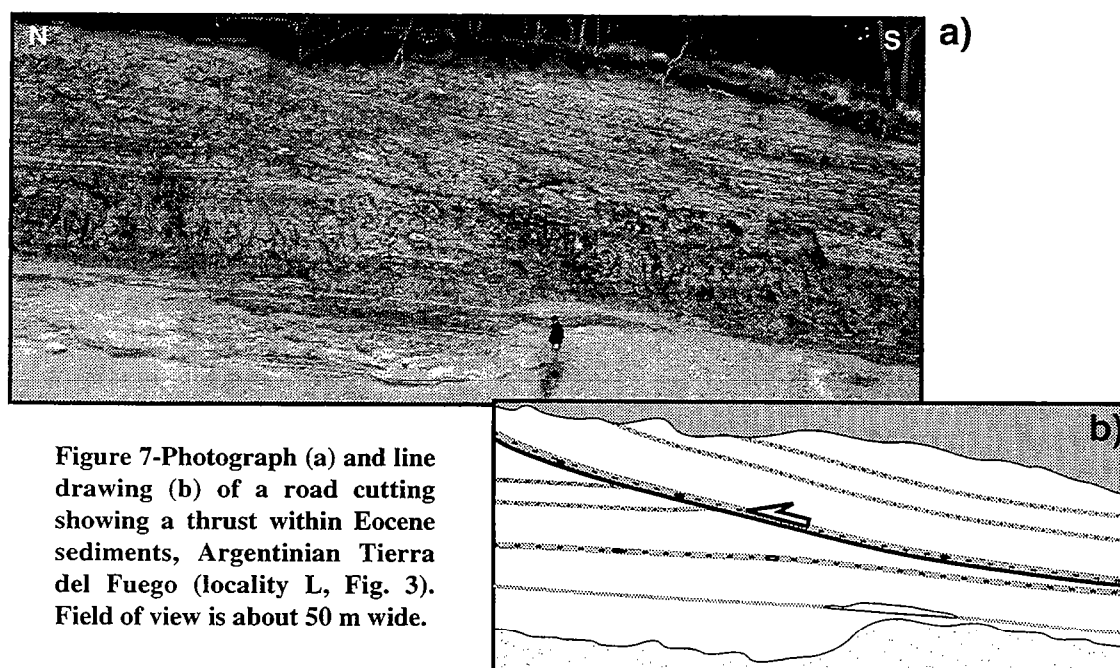


Figure 7-Photograph (a) and line drawing (b) of a road cutting showing a thrust within Eocene sediments, Argentinian Tierra del Fuego (locality L, Fig. 3). Field of view is about 50 m wide.

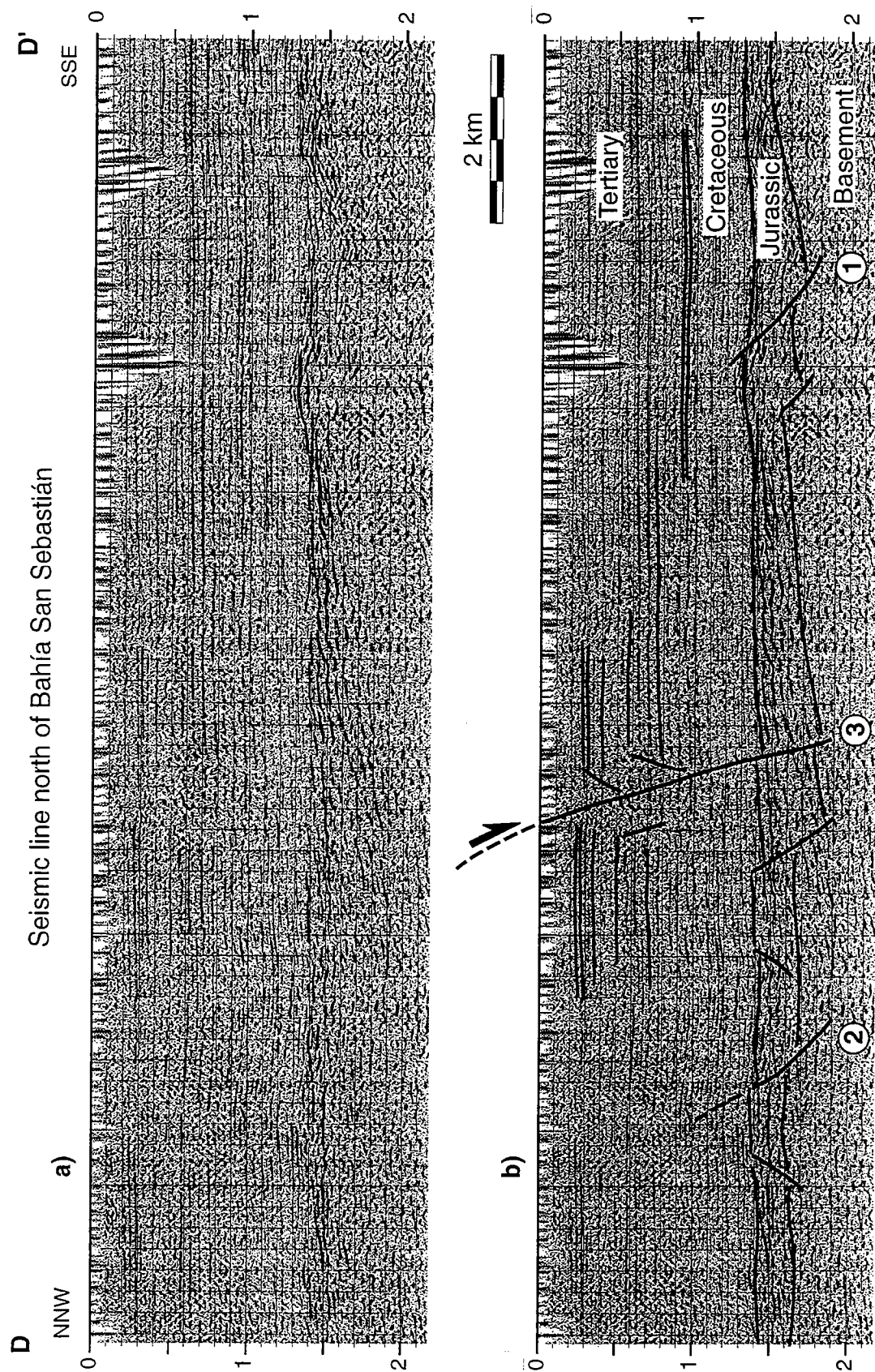


Figure 8-Seismic line (a) and its interpretation (b) showing normal faults (1, 2 and 3 in white circles) offsetting various stratigraphic horizons. Vertical scale is in two-way traveltime (s). Basement consists of Paleozoic metasediments and intrusions. For section line, see figure 3, north of Bahía San Sebastián.

by minor normal faults. More generally, within the mapped area (Fig. 3), the basement observed on seismic lines is not deformed by thick-skinned thrusts. Northeast-verging thrusts observed on the section deform only the cover sequence. The thrusts root into the top of the Early Cretaceous shales which provide a major detachment. The thrusts appear to have formed in sequence. Associated ramp anticlines trend west-northwest (Fig. 5). In the southwestern part of the section, Eocene sediments are of uniform thickness, whereas, to the northeast, they form a sedimentary wedge (Fig. 6). Thus the Eocene sequence is mainly prekinematic. Furthermore, the northeastern part of the section shows folded Oligocene sediments. In the field, a thrust within late Eocene sediments (Fig. 7) shows the same geometry as thrusts identified on the seismic line (Fig. 6). The uniform thicknesses of sediments also indicate prekinematic sedimentation. As on the seismic line, this thrust verges to the northeast and has a low-angle ramp (Fig. 7). We conclude that, for this part of the Magellan basin, a major part of the deformation occurred during the Neogene. Further north, around Bahía San Sebastián, outcropping Pliocene sediments are tilted and faulted, also indicating Neogene deformation.

Stretching

Seismic line D-D' (Fig. 8), located north of Bahía San Sebastián, trends north-northwest, perpendicularly to the Neogene extensional structures described by Diraison et al. (1997). This line shows various normal faults. One of them (1, Fig. 8) offsets the basement. The resulting half graben is infilled by a wedge of Tobífera formation, indicating that this fault was active during the Jurassic. The small apparent dip of this normal fault is probably due to its trending oblique to the seismic line. The second normal fault (2, Fig. 8) is associated with flexure of Cretaceous sediments. This fault was probably active during the Jurassic and the Late Cretaceous. The third fault (3, Fig. 8) offsets entire the sedimentary sequence of the basin. This fault is clearly Neogene and may still be active. The observed offset is about 50-100 m (around 0.05 s in two-way travel time). This line is not located across a major rift margin, but between two of them. The vertical offset along major rift margins is probably greater (Diraison et al., 1997).

Another field observation confirms regional stretching in a northwest-southeast direction in Tierra del Fuego. Sedimentary dikes intrude Late Cretaceous sediments north of Lake Fagnano, Eocene sediments along the Río Ewan (Fig. 9), and Eocene to Miocene sediments along the South Atlantic coast between Río Grande and Cabo San Pablo (Borrello, 1962). Winslow (1983) has described similar sedimentary dikes in Late Cretaceous sediments of the fold and thrust belt in Chile (see Fig. 5). In general, the formation of sedimentary dikes is attributed to fluid overpressures. In the Magellan basin, sedimentary dikes tend to form subperpendicular to the principal extension directions, as do volcanic dikes elsewhere (Odé, 1957). Winslow (1983) suggested that the sedimentary dikes formed in the hangingwalls of thrusts. This may be true in Chilean

Tierra del Fuego; but in Argentinian Tierra del Fuego, along the Atlantic coast, sedimentary dikes cannot be directly correlated with major thrusts. Fluid overpressures may be associated with thrusting, provided the fluids migrate for several kilometers toward the craton before sedimentary dikes are emplaced. Winslow (1983) also suggested that dikes formed by single-phase injection. In Argentinian Tierra del Fuego, at one outcrop, various sets of sedimentary dikes cross-cut one another (Fig. 9). Bedding-plane slip has produced differing horizontal offsets on two families (1 and 2, Fig. 9). We have measured the attitudes of 126 of these sedimentary dikes along the Río Ewan (L, Fig. 3). Most of the dikes trend northeast and are subvertical (Fig. 10). Thus they are subperpendicular to the stretching directions determined in this area from fault-slip data (see Fig. 5, and Diraison et al., 1996) and subparallel to the rifts in the axial zone of the basin (Diraison et al., 1997). We attribute the emplacement of sedimentary dikes to migration of fluids along extensional joints or faults in a context of regional extension. This extension is of Neogene age throughout much of the foreland basin.

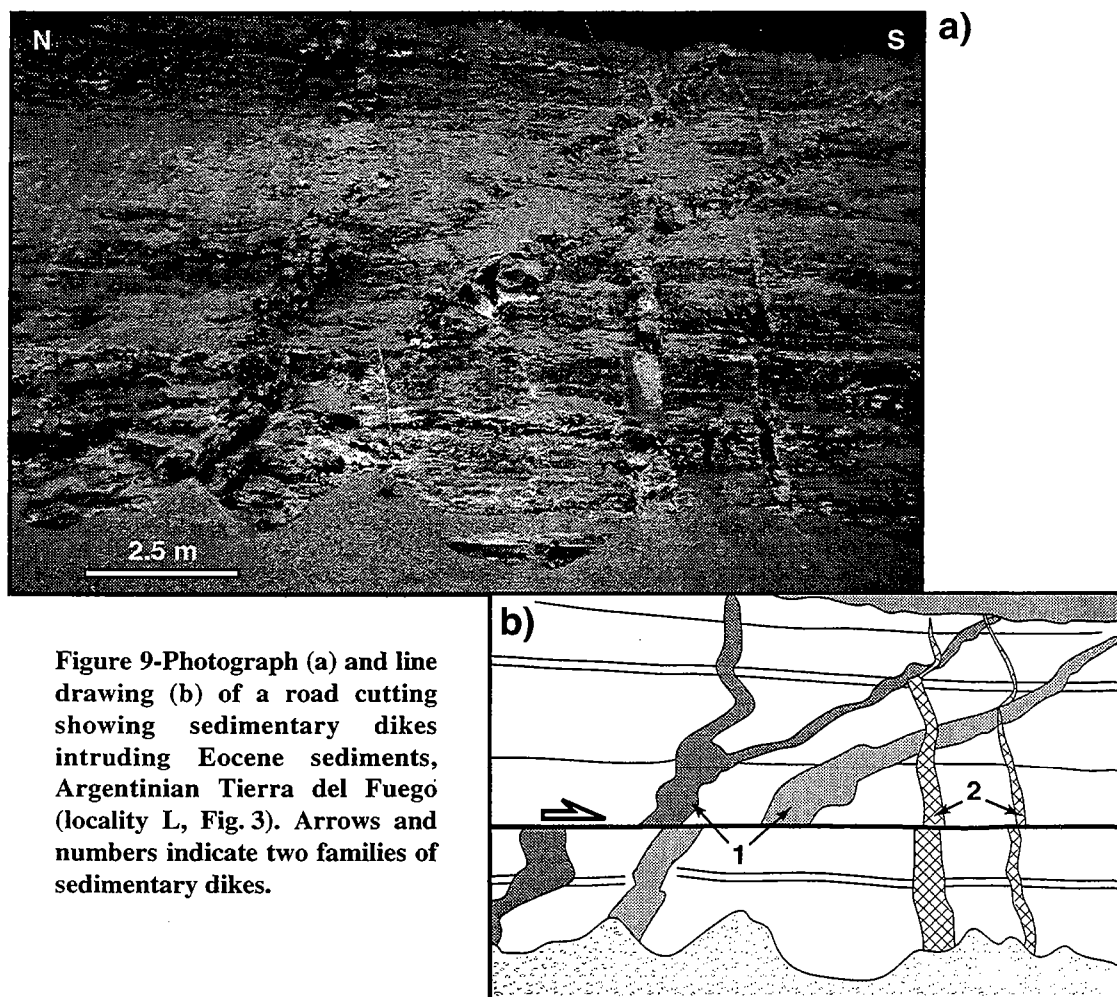


Figure 9-Photograph (a) and line drawing (b) of a road cutting showing sedimentary dikes intruding Eocene sediments, Argentinian Tierra del Fuego (locality L, Fig. 3). Arrows and numbers indicate two families of sedimentary dikes.

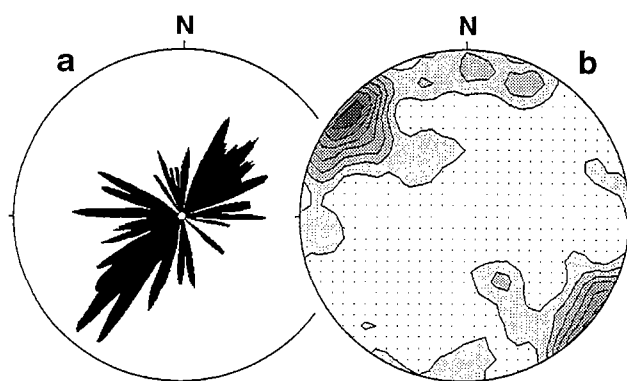


Figure 10 - Orientations of sedimentary dikes at locality L (Fig. 3). a-Frequency rose diagram of azimuths of 126 measured sedimentary dikes. b-Contoured stereogram of poles to sedimentary dikes for the same set of data.

DISCUSSION

Within the axial zone of the Magellan basin and in Tierra del Fuego, compressional structures are subparallel to the Cordillera and compatible with the shortening directions determined from fault-slip data (Fig. 5). Previous studies have argued that most of the deformation occurred during Late Cretaceous and Paleogene times (Winslow, 1981, 1982; Alvarez-Marrón et al., 1993; Klepeis, 1994; Cunningham, 1995). Nevertheless, in the frontal thrust and fold belt, compressional structures are of Neogene age (Fig. 6). The uniform thicknesses of folded and thrust sediments of Eocene to Oligocene age indicate prekinematic sedimentation. We infer that deformation within the basin propagated diachronously from southwest to northeast. The last compressional events occurred cratonward during the Neogene. The associated extensional structures of Diraison et al. (1997) are subperpendicular to the Cordillera and compatible with the regional shortening. Subsurface data (Fig. 8) confirm this interpretation. The major depressions in the axial zone of the basin, such as the Magellan Straits, are rifts and half rifts developed during the Neogene (Fig. 5). Furthermore, the sedimentary dikes (Fig. 9), trending mainly subperpendicular to the stretching direction (Fig. 10), are not limited to major rifts or located in the axial zone of the basin only, but are distributed throughout the basin. The Neogene extensional structures occurred contemporaneously and are compatible with the compressional structures within the basin.

Neogene extensional structures could be important for hydrocarbon exploration within the Magellan basin. Numerous oil and gas fields, both onshore and offshore, have been discovered in the eastern part of the basin (Fig. 11). The hydrocarbons are mainly trapped in the Springhill formation (Pittion and Gouadain, 1992). The fields are far from rocks currently in the oil window (Fig. 11), showing that hydrocarbons have migrated horizontally over long distances, as much as 20 to 150 km for oil (Pittion and Gouadain, 1992). The Springhill formation is laterally discontinuous and its location controlled by

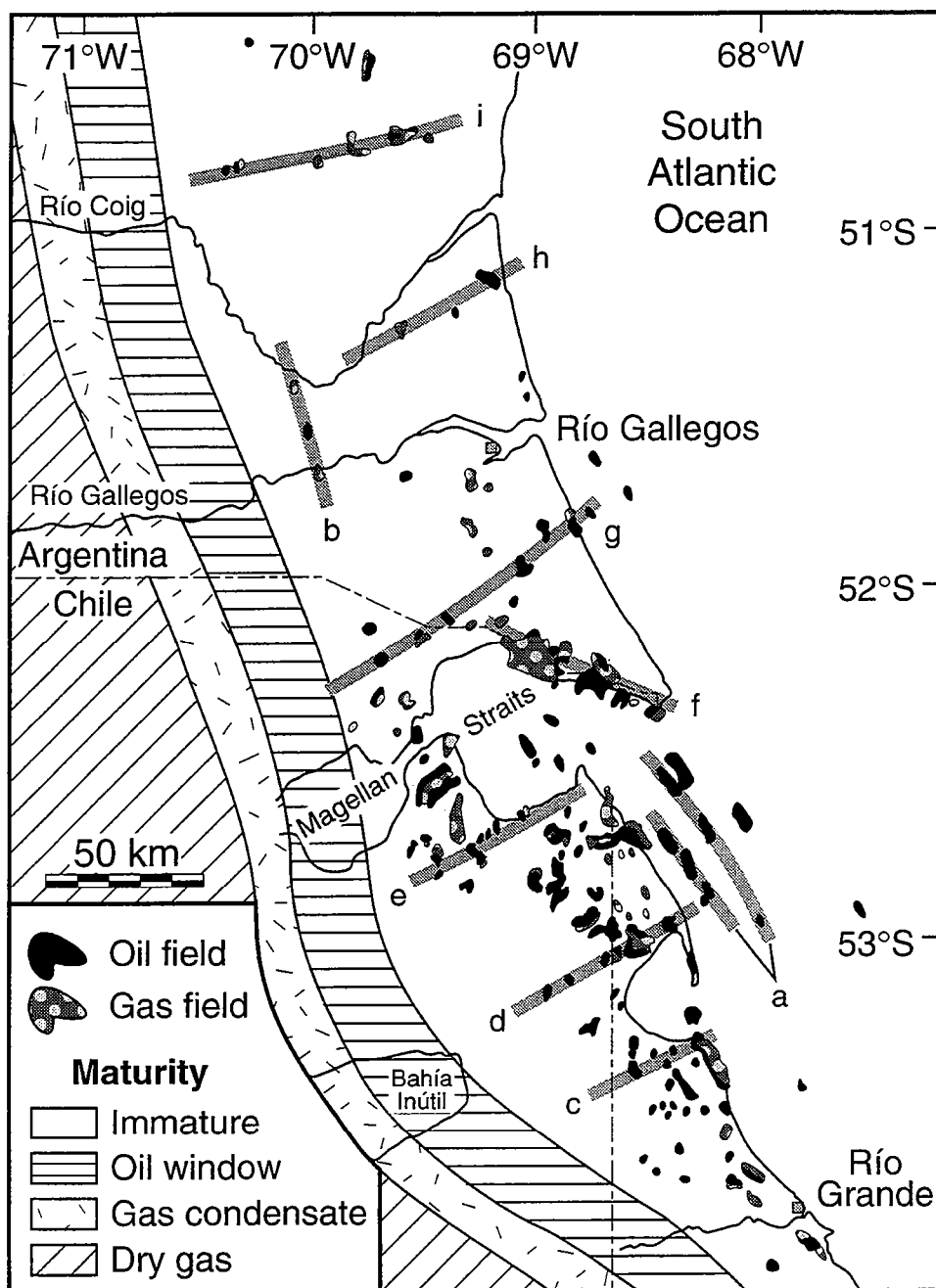


Figure 11-Location of the main oil and gas fields around the Magellan Straits (after Robles, 1987). Maturity of Early Cretaceous formations is from Pittion and Goudain (1992). Gray strips show alignments of oil and gas fields.

normal faults of Mesozoic age trending north-northwest (Urien et al., 1995; Corbella et al., 1996). Some oil and gas fields are aligned in this direction, (e.g. strips a and b, Fig. 11). Other oil and gas fields appear to be aligned along recognized Neogene normal faults, trending northeast-southwest (strips c, d, e, f, and g, Fig. 11). In general, depending on their throws and the nature of their gouges, faults can be either favourable pathways for fluid migrations or natural barriers (Smith, 1966; 1980; Watts, 1987). For the Magellan basin, we do not have enough subsurface data to decide. However, given the thickness of the Springhill formation (<150 m), even a small offset (such as the 50-100 m illustrated in Fig. 8) may be enough to control the secondary migration of hydrocarbons. Other alignments of hydrocarbon fields along directions subperpendicular to the Cordillera (strips h and i, Fig. 11) have not been proved to be Neogene rift margins, but could well be so.

CONCLUSIONS

1. The Magellan basin developed as a foreland basin, next to the oroclinal southern Andes, during the Late Cretaceous and Tertiary.
2. Within the basin are Neogene structures: a thin-skinned fold and thrust belt next to the Andean foothills and a rift system in the foreland.
3. The Neogene structures are compatible in orientation with shortening and stretching directions determined from an analysis of fault-slip data.
4. The fold-and-thrust belt is detached upon Early Cretaceous black shales. It consists of a series of eroded anticlines, above thrust ramps and blind thrusts, separated by synclinal depocenters of Oligocene to Miocene ages.
5. The rift system is developed mainly in the axial zone of the Magellan basin, subperpendicularly to the Andes.
6. Further evidence for regional stretching is provided by clastic dikes trending subperpendicular to the stretching direction across the studied area.
7. Within the Magellan basin, the main reservoir for hydrocarbons is the Springhill formation, which is laterally discontinuous and does not exceed 150 m in thickness.
8. The distribution of oil and gas fields is mainly controlled by the pattern of Jurassic normal faults. Nevertheless, Neogene normal faults could have strongly influenced the secondary migration of hydrocarbons.

REFERENCES CITED

- Alvarez-Marrón, J., McClay, K. R., Harambour, S., Rojas, L., and Skarmeta, J., 1993, Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1904-1921.
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M., and Fitzgerald, M. G., 1986, The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America: *in* Allen, P. A., and Homewood, P., eds., *Foreland basins: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8, p. 41-61.
- Borrello, A. V., 1962, Sobre los diques clásticos de Tierra del Fuego: *Revista del Museo de La Plata*, tomo V, *Geología*, 32, p. 155-191.
- Bruhn, R. L., Stern, C. R., and de Wit, M. J., 1978, Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 41, p. 32-46.
- Cagnolatti, M., Covellone, G., Erlicher, J., and Fantin, F., 1987, Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Río Grande, Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina: *Décimo Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán, *Actas I*, p. 149-152.
- Camino, R., and Nullo, F. E., 1979, Carta geológico-económica de la Isla de los Estados (hoja 67e): República Argentina, Servicio Geológico Nacional, scale: 1:200 000.
- Codignotto, J. O., and Malumián, N., 1981, Geología de la región al norte del paralelo 54°S de la isla grande de la Tierra del Fuego: *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Buenos Aires, v. XXXVI (1), p. 44-88.
- Corbella, H., Chelotti, L., and Pomposiello, C., 1996, Neotectónica del rift Jurásico austral en Pali Aike, Patagonia extrandina, Santa Cruz, Argentina: *Decimotercer Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, *Actas II*, p. 383-393.
- Cunningham, W. D., 1993, Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline: *Tectonics*, v. 12, p. 169-186.
- Cunningham, W. D., 1995, Orogenesis at the southern tip of the Americas: The structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southern Chile: *Tectonophysics*, v. 244, p. 197-229.
- Cunningham, W. D., Dalziel, I. W. D., Lee, T.-Y., and Lawver, L. A., 1995, Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 8257-8266.
- Dalziel, I. W. D., 1985, Collision and cordilleran orogenesis: an Andean perspective: *in* Coward, M. P., and Ries, A. C., eds., *Collision tectonics: Geological Society of London Special Publication*, 19, p. 389-404.
- Dalziel, I. W. D., and Palmer, F. K., 1979, Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 259-280.

- Dalziel, I. W. D., de Wit, M. J., and Palmer, F. K., 1974, Fossil marginal basin in the southern Andes: *Nature*, v. 250, p. 291-294.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., and Rossello, E. A., 1996, Tertiary kinematics of the southern Andes and the development of the Magellan foreland basin (Patagonia): *in* *Andean Geodynamics*, O.R.S.T.O.M. éditions, Paris, p. 347-350.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., and Rossello, E. A., 1997, Magellan Straits: Part of a Neogene rift system: *Geology* (in press).
- Gripp, A. E., and Gordon, R. G., 1990, Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model: *Geophysical Research Letters*, v. 17, p. 1109-1112.
- Gust, D. A., Biddle, K. T., Phelps, D. W., and Uliana, M. A., 1985, Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America: *Tectonophysics*, v. 116, p. 223-253.
- Hinterwimmer, G. A., Meissinger, V. E., and Soave, L. A., 1984, Análisis de facies, porosidad y diagénesis de una secuencia de playa, Formación Springhill en el sondeo Puesto Barros, Provincia de Santa Cruz: *Noveno Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas V*, p. 136-145.
- Katz, H. R., 1963, Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 47, p. 506-524.
- Katz, H. R., 1972, Plate tectonics-orogenic belt in the southeast Pacific: *Nature*, v. 237, p. 331.
- Klepeis, K. A., 1994, Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile: *Tectonics*, v. 13, p. 882-904.
- Kraemer, P. E., 1993, Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° L.S., Santa Cruz: *Duodécimo Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas III*, p. 119-125.
- Kranck, E. H., 1932, Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego: *Acta Geographica, Helsinki, Finland*, v. 4 (2), p. 1-231.
- Lawver, L. A., Sclater, J. G., and Meinke, L., 1985, Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic: *Tectonophysics*, v. 114, p. 233-254.
- Nelson, E. P., Dalziel, I. W. D., and Milnes, A. G., 1980, Structural geology of the Cordillera Darwin - collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 73, p. 727-751.
- Odé, H., 1957, Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area, Colorado: *Geological Society of America Bulletin*, v. 68, p. 567-578.
- Panza, J. L., and Nullo, F. E., 1994, Mapa geológico de la Provincia de Santa Cruz: República Argentina, Secretaría de Minería, scale 1:750 000, 1 sheet.
- Pittion, J. L., and Gouadain, J., 1992, Source-rocks and oil generation in the Austral Basin: *in* *Proceedings of the Thirteenth World Petroleum Congress, Buenos Aires*, p. 113-120.

- Ramos, V. A., 1989, Andean foothills structures in northern Magallanes basin, Argentina: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, p. 887-903.
- Rapela, C. W., and Pankhurst, R. J., 1992, The granites of northern Patagonia and the Gastre fault system in relation to the break-up of Gondwana: in Storey, B. C., Alabaster, T., and Pankhurst, R. J., eds., *Magmatism and the causes of continental break-up: Geological Society of London Special Publication*, 68, p. 209-220.
- Riccardi, A. C., 1988, The Cretaceous system of southern South America: *Geological Society of America Memoir*, 168, 145 p.
- Robles, D. E., 1984, Los depocentros de la Formación Springhill en el norte de Tierra del Fuego: *Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas I*, p. 449-457.
- Robles, D., 1987, Cuenca Austral: in Schlumberger, eds., *Evaluación de formaciones en la Argentina*, p. I.32-I.44.
- Smith, D. A., 1966, Theoretical consideration of sealing and non-sealing faults: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 50, p. 363-374.
- Smith, D. A., 1980, Sealing and non-sealing faults in Louisiana Gulf Coast basins: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, p. 145-172.
- Storey, B. C., 1993, Tectonic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the Proto-Pacific margin of Antarctica: *Tectonics*, v. 10, p. 1274-1288.
- Suárez, D., M., 1980, Mapa geológico de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:1 000 000, 6 sheets.
- Thomas, C. R., 1949, Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 33, p. 1553-1578.
- Tissot, B., Demaison, G., Masson, P., Delteil, J. R., and Combaz, A., 1980, Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, p. 2051-2063.
- Urien, C. M., Zambrano, J. J., and Yrigoyen, M. R., 1995, Petroleum basins of southern South America: An overview: in Tankard, A. J., Suárez Soruco, R., and Welsink, H. J., eds., *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62, p. 63-77.
- Watts, N. L., 1987, Theoretical aspects of cap-rock and fault seals for single- and two-phase hydrocarbon columns: *Marine and Petroleum Geology*, v. 4, p. 274-307.
- Winslow, M. A., 1981, Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America: in McClay, K. R., and Price, N. J., eds., *Thrust and nappe tectonics: Geological Society of London Special Publication*, 9, p. 513-528.
- Winslow, M. A., 1982, The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes: in Craddock, C., eds., *Antarctic geoscience: Madison, University of Wisconsin Press*, p. 143-154.
- Winslow, M. A., 1983, Clastic swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 1073-1080.

IV.1.2. Compléments sur le bassin de Magellan en Terre de Feu

IV.1.2.1. Structures dans la ceinture d'avant-pays plissée

La mise en évidence d'une compression, parallèle à la cordillère, synchrone de l'extension longitudinale au niveau de la zone frontale de la chaîne plissée (cf. IV.1.1) pose le problème, déjà évoqué, de la transition entre chevauchements et failles normales (cf. § III.1.3). L'étude détaillée d'images satellitaires associée à des données de sub-surface permet d'apporter des éléments de réponse.

L'étude d'une mosaïque d'images Landsat (Fig. IV.1), associée à des données de sub-surface, révèle la présence dans le bassin, d'une succession d'anticlinaux sub-parallèles aux chevauchements majeurs affectant la cordillère principale (Fig. IV.2). Ces anticlinaux sont en fait les anticlinaux de rampe associés aux chevauchements tégumentaires, décrits dans la publication précédente, qui affectent l'ensemble de la séquence stratigraphique. Ces chevauchements en séquence s'enracinent dans les pélites d'âge crétacé inférieur qui constituent un niveau de décollement principal dans le bassin de Magellan.

IV.1.2.2. Interprétation et implications

A l'Ouest et au Nord-Ouest du lac Yehuin (Fig. IV.2), une structure orientée N-S à NNO-SSE limite le développement vers l'Est des anticlinaux situés au Nord du lac Fagnano (Fig. IV.2). L'expression topographique des structures compressives est beaucoup moins marquée à l'Est de cette limite. Cette limite correspond également à une zone de transition dans le secteur frontal de la cordillère principale. En effet, au Nord du lac Fagnano, les séries sédimentaires crétacées, qui font partie intégrante de la zone frontale de la cordillère, sont déformées par une succession de chevauchements à l'Ouest, tandis qu'à l'Est, ces séries sont affectées par un rétrochevauchement (Fig. IV.2).

Le pointé d'une ligne sismique sub-perpendiculaire à cette limite sub-méridienne (Fig. IV.3) montre qu'il s'agit d'une ancienne faille à composante inverse, active pendant au moins l'Éocène, réactivée avec une composante normale au Néogène. Cependant, compte tenu de son orientation, cette faille constitue plus probablement une zone de transfert entre les domaines "ouest" et "est", le long de laquelle des déplacements horizontaux sont associés aux mouvements verticaux visibles sur le pointé de la ligne sismique (Fig. IV.3).

La composante normale néogène visible sur le pointé sismique suggère que les bordures de rifts jouent également le rôle de zones de transfert. Des données de terrain corroborent cette interprétation : au niveau des bordures de rifts, le plongement mesuré sur les plans striés montre que le jeu le long de ces failles est rarement purement normal,



Figure IV.1. Mosaïque d'images Landsat du Nord de la cordillère principale et de la ceinture plissée d'avant-pays du bassin de Magellan, au Nord du lac Fagnano en Terre de Feu argentine.



Figure IV.2. Interprétation structurale de la mosaïque d'images Landsat (Fig. IV.1). Les traits noirs fins représentent les principales lignes de crête. Les traits noirs épais localisent les axes des anticlinaux, leurs emplacements ont été d'autre part contrôlés à partir de données de subsurface. La barre grise indique la position de la coupe de la figure IV.3.

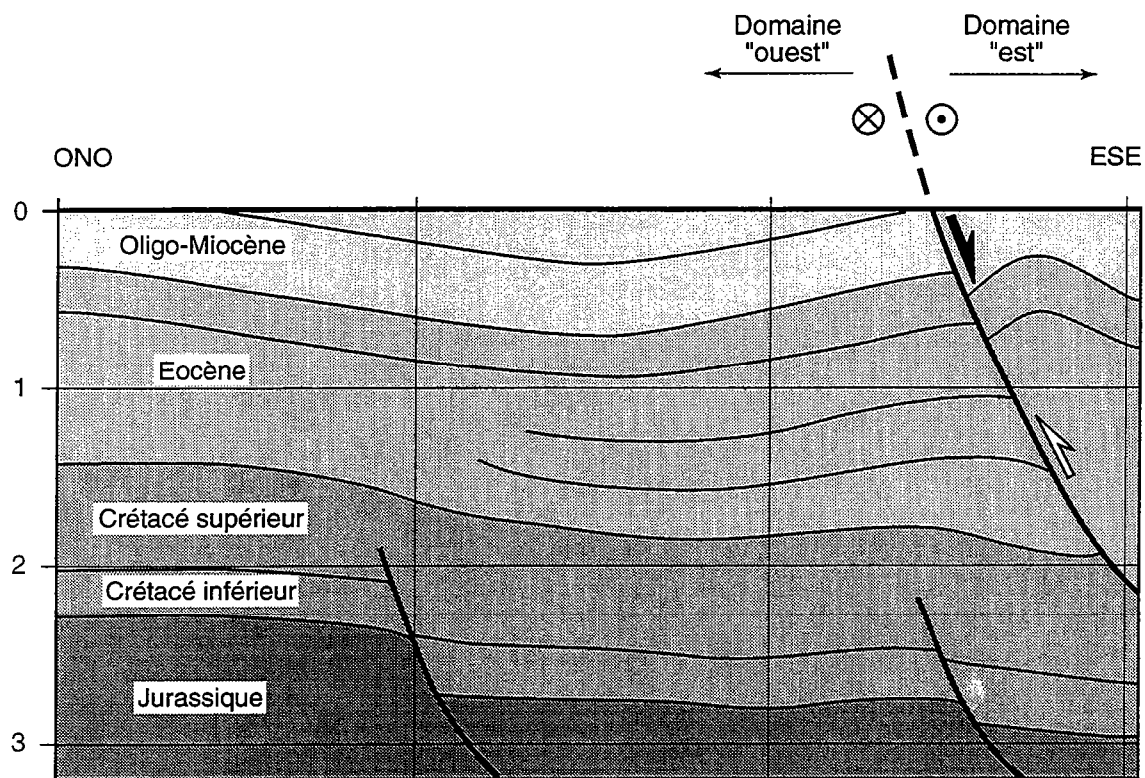


Figure IV.3. Pointé d'une ligne sismique ONO-ESE en Terre de Feu argentine. L'échelle verticale est en temps double (seconde). La faille affectant les sédiments cénozoïques a fonctionné en inverse pendant au moins l'Eocène (flèche blanche). Cette faille a été réactivée en fonctionnement normal pendant le Néogène (flèche noire). Pour la localisation approximative de la ligne, se référer à la figure IV.2.

une composante décrochante y étant associée la plupart du temps (cf. Annexe 2). D'autre part, une telle composante décrochante est également observée le long des rifts qui se développent dans les modèles analogiques réalisés (cf. Annexe-III.2).

La présence de telles composantes décrochantes le long des bordures de rifts permet d'expliquer la transition entre les structures compressives et structures extensives dont l'évolution est synchrone pendant le Néogène: les "rifts" jouant pour partie le rôle de zones de transfert entre différents secteurs en compression au niveau de la ceinture d'avant-pays plissée.

IV.2. Province de Santa Cruz

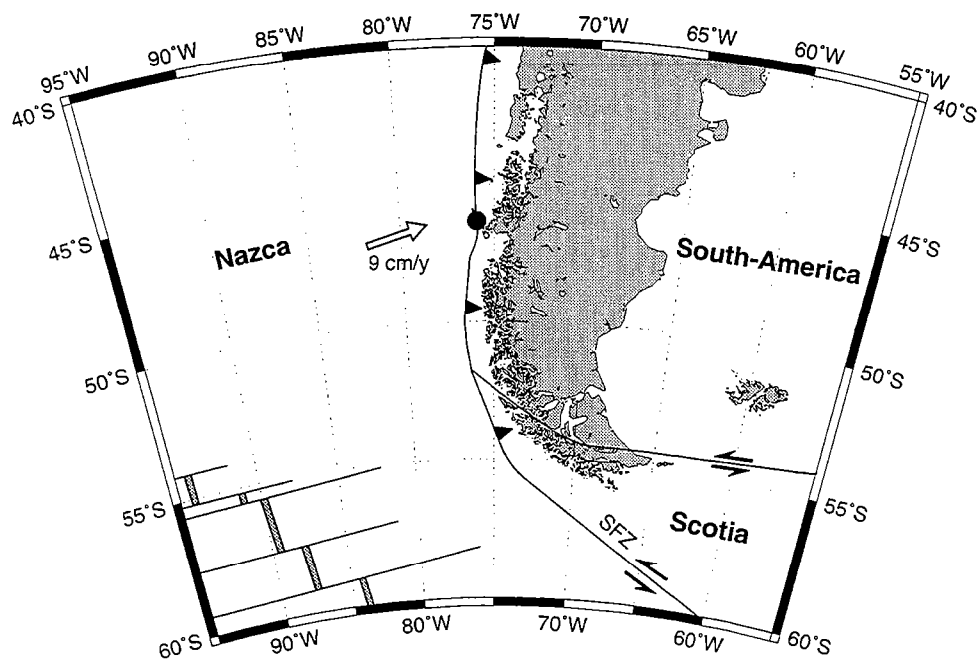
Publication : Analyse structurale et cinématique d'un transect de la ceinture d'avant-pays plissée au niveau du lac Viedma, Andes australes (49°30'S)

Introduction

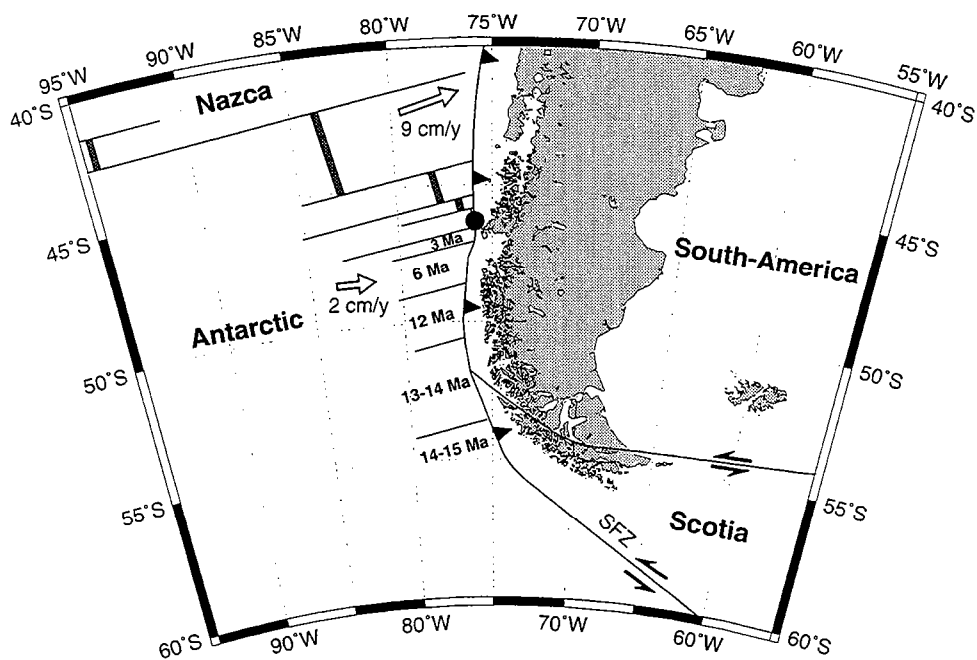
Comme dans le cas de la Terre de Feu, l'un des objectifs principaux de l'étude de ce transect, au pied de la cordillère, est de préciser l'âge de la déformation compressive qui affecte le bassin de Magellan. D'autre part, cette étude a permis de déterminer si la mise en place du pluton granitique du Fitzroy, datée à 18 Ma (Nullo *et al.*, 1978), est synchrone ou postérieure à cette déformation. L'accès à des données de sub-surface (sismique réflexion pétrolière) a enfin permis de discuter le style de déformation affectant la ceinture d'avant-pays plissée et de le comparer avec celui proposé par Ramos (1989) qui suggère la présence d'une zone triangulaire au front de la cordillère et de nombreux duplex dans le socle paléozoïque (cf. Fig. II.20c).

Résumé

Le long de la bordure occidentale de la Patagonie, au Sud de 47°S, le contexte tectonique a changé au cours du Cénozoïque, suite à la subduction sous la plaque Amérique du Sud de la dorsale océanique du Chili qui sépare les plaques Nazca et Antarctique. Cette dorsale est entrée en collision avec la Terre de Feu aux environs de 14 Ma. Le point triple entre les trois plaques a ensuite migré vers le nord jusqu'à sa position



(a)



(b)

Figure 1. Current plate configuration around the southern tip of South America (Lambert Conformal Conic Projection). Plate velocities relative to South America (white arrows) are from the model NUVEL-1 (Gripp and Gordon, 1990). Black triangles line the subduction zone (Chile trench). Paired black lines indicate the current position of the Chile active spreading ridge, whereas paired gray lines show its schematic position prior to 14 Ma. Southwards of the Chile Triple Junction (black spot), numbers indicate at what times the Chile ridge segments subducted beneath South America (modified after Cande and Leslie, 1986). SFZ is the Shagleton Fracture Zone.

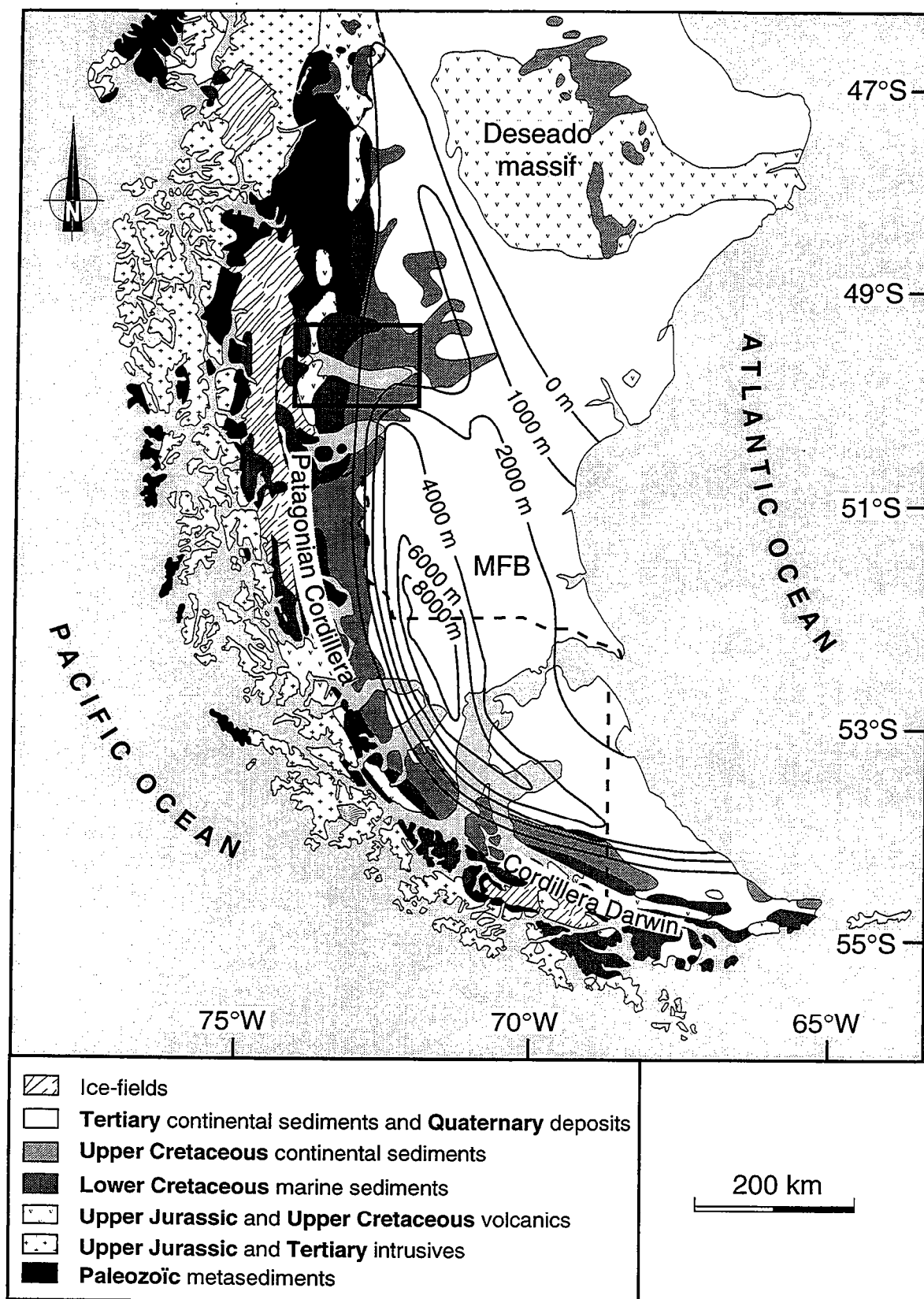


Figure 2. Simplified geological map of southern South America (modified after Riccardi, 1988). contours are for sediment thickness in the Magellan foreland basin (MFB), after Ramos (1989). Amongst the volcanic rocks are ophiolitic relics of the Rocas Verdes back-arc basin. Black rectangle shows the area studied.

At the tip of South America, the southern Andes form a seawardly convex arc, between the NS-trending Patagonian Cordillera and the EW-trending Cordillera Darwin (Fig. 2). From West to East, the Patagonian Cordillera (Fig. 1) can be divided into three main structural units (Kraemer, 1993):

- (1) the Pacific Archipelago, where Paleozoic metasediments are intruded by the calc-alkaline Patagonian batholith, of Jurassic to Tertiary age;
- (2) the main cordillera, containing Jurassic volcanics and ophiolitic relics of the Rocas Verdes back-arc basin (Dalziel *et al.*, 1974; Bruhn and Dalziel, 1977);
- (3) the Magellan foreland basin, where sedimentary rocks are as much as 8000 m thick (Russo *et al.*, 1980).

On geological evidence, uplift of the Patagonian Cordillera and development of the Magellan foreland basin both began in a compressional setting, established during the Late Cretaceous. Folding and thrusting started in the southern and western parts of the basin during the Cenomanian and propagated northeastwards towards the craton until the Pliocene (Winslow, 1981, Diraison *et al.*, 1996), forming a thin-skinned fold-and-thrust belt in the foothills (Katz, 1972; Winslow, 1982; Ramos, 1989; Kraemer, 1993; Alvarez-Marrón *et al.*, 1993). Recent paleomagnetic studies have shown that the arc of the southern Andes is an orocline, Cordillera Darwin having rotated counterclockwise some 90° during the Late Cretaceous and Tertiary (Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991). Neogene extensional deformation, responsible for major rifts subperpendicular to the Andean cordillera, has been identified recently in the axial part of the Magellan basin, around the Magellan Strait (Diraison *et al.*, 1997).

Lago Viedma is a glacial lake, on the eastern side of the Andes, in the northwestern corner of the Magellan Basin (Fig. 2). The Andean fold-and-thrust belt crops out along both shores of the lake, providing an excellent section. We have mapped a transect, running for 75 km along the northern shore of Lago Viedma, and have drawn a section across the fold-and-thrust belt, from the cordillera in the West, to the undeformed foreland in the East. This study has yielded new information on the structure of the fold-and-thrust belt, the timing and style of deformation and its relationship with Tertiary plate tectonics.

THE LAGO VIEDMA AREA

Morphology

To illustrate the morphology and structure of the Lago Viedma area (48°40'S to 50°18'S and 70°30'W to 73°30'W), we have compiled a Digital Topographic Map (Fig. 3a). Altitudes were sampled on a Tactical Pilotage Chart (Number T-18A)

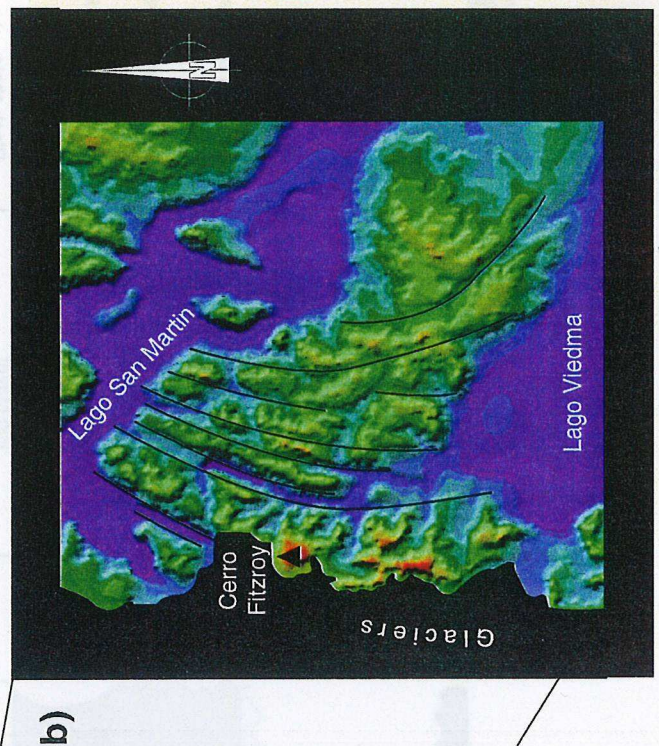
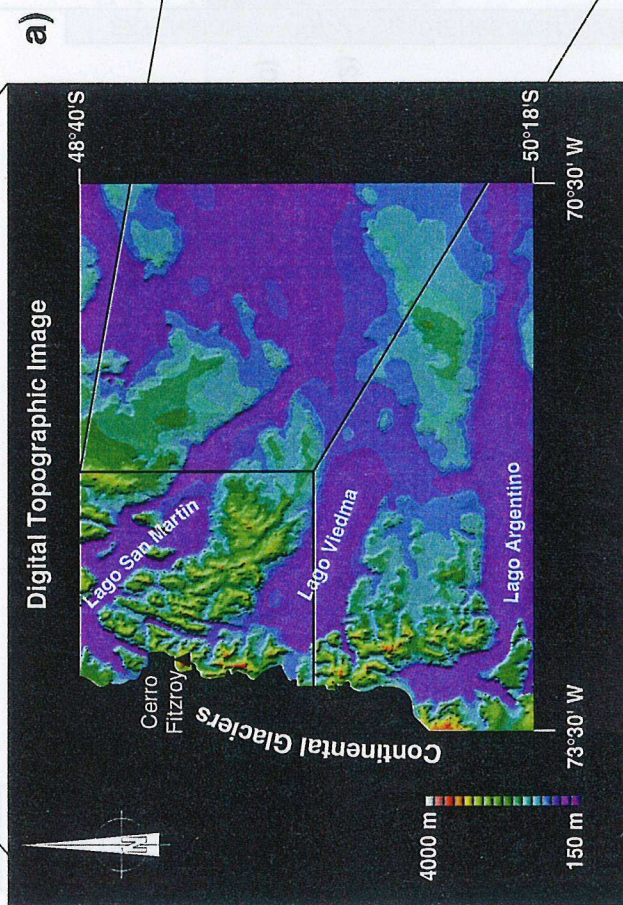
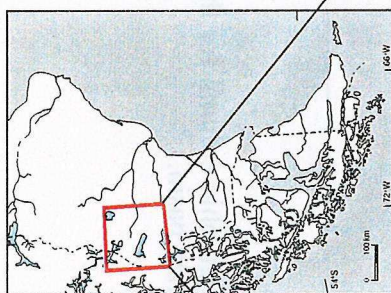


Figure 3. Digital topographic images. Regional image (left) is for an area between $48^{\circ}40'S$ and $50^{\circ}18'S$ and between $70^{\circ}30'W$ and $73^{\circ}30'W$, compiled from the Tactical Pilotage Chart (T-18A) at 1:500,000, published by the US Defense Mapping Agency. Artificial lightning is from the East, at an inclination of 30° . Altitudes (key at left) decrease from West (with a maximum of 3378 m at Cerro Fitzroy) to East (with minima of 150 m on the lake shores and in the foreland). Detailed image (right) focusses on the area between Lago Viedma and Lago San Martin. Thin black lines follow the curved crests of ridges, from NNE-SSW trends in the West, to NW-SE trends in the East.

Stratigraphic chart, Lago Viedma area

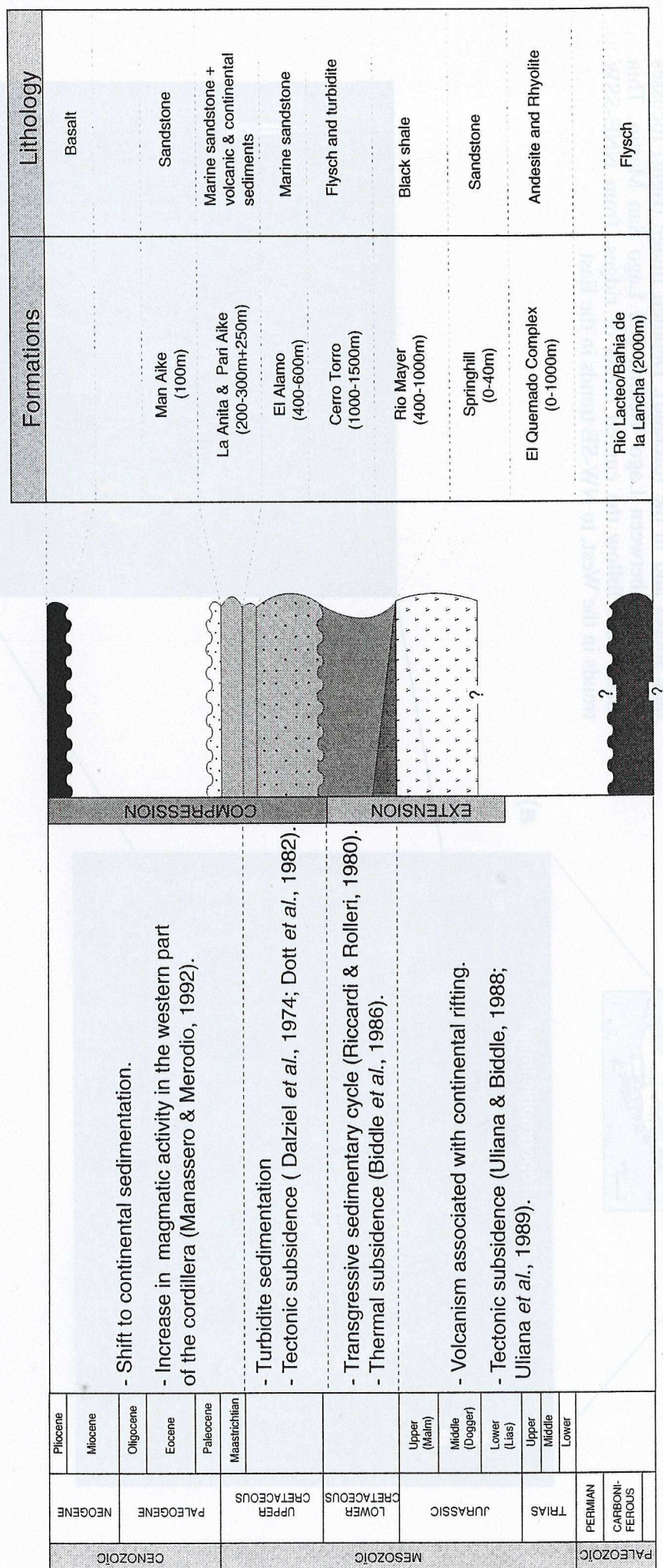


Figure 4. Schematic stratigraphic column for the northern shore of Lago Viedma (modified after Riccardi, 1988) compared with the development of the Magellan basin.

published by the US Defense Mapping Agency at a scale of 1:500,000. After digitizing, data were re-sampled on an interpolated grid with a regular spacing of 100 meters. Lack of data in the western part of the area is due to continental glaciers, which cover a large part of the cordillera at these latitudes. To show relief, the digital map has been artificially lit from a source at 90°E, inclined at 30° to the horizontal.

The digital map shows how altitudes decrease eastwards from the main cordillera. At 3378 m in the cordillera, the highest peak is Monte Fitzroy, an eroded granitic pluton of Miocene age. In the east, the foreland is a plateau about 150 m high. Between the cordillera and the foreland, the foothills are cut by a series of wide valleys containing glacial lakes. The lakes are somewhat radially disposed: Lago Argentino trends EW; Lago Viedma, WNW-ESE; and Lago San Martín, NW-SE (Fig. 3a). Lago Argentino and Lago San Martín also have western branches, which trend parallel to the cordillera. Between the lakes are blocks of higher ground, where folds and thrusts show up as ridges. At the foot of the main cordillera, just below the edge of the continental glaciers, the mountain front forms a North-trending scarp.

An enlarged view of the block between Lago Viedma and Lago San Martín shows how ridges within the fold-and-thrust belt curve around, from a NNE-SSW trend in the West, to a NW-SE in the East (Fig. 3b).

Regional stratigraphy

The sedimentary infill of the Magellan basin is closely linked to its tectonic development (Biddle *et al.*, 1986).

The basement is formed by Paleozoic and Jurassic rocks (Fig. 4). In the area of Lago Viedma, Paleozoic rocks crop out within the main cordillera. They consist of greywackes, quartzitic sandstones and shales (Bahía de la Lancha formation), 2000 m thick (Riccardi, 1971). The metamorphic grade increases northwards, reaching zeolite to greenschist facies in the Rio Lácteo formation (Leanza, 1972). Paleozoic rocks are unconformably overlain by a late Jurassic volcanoclastic sequence (Riccardi and Rolleri, 1980, Gust *et al.*, 1985), the El Quemado complex, which reaches 1000 m in thickness on the northwestern shores of Lago Argentino. These volcanics were deposited in a rift setting, at a time when extensional tectonics were widespread across southern South America.

Overlying the basement is a thin sequence (up to 150 m) of transgressive sandstones, the Springhill formation, Tithonian to Berriasian in age (Feruglio, 1952). The base of this sequence interfingers with uppermost units of the El Quemado volcanic complex (Riccardi and Rolleri, 1980). The lower Continental Springhill consists of fluvial-deltaic sandstones, whereas the upper Springhill consists of shallow-marine facies (Pittion and

Gouadain, 1992). The Springhill sands are the main hydrocarbon reservoir rocks in the Magellan basin (Robles, 1982, 1984; Hinterwimmer *et al.*, 1984; Riccardi, 1988).

Conformably overlying the Springhill formation are black marine shales of the Rio Mayer formation, deposited in a low-energy, anoxic to sub-anoxic environment, during the Early Cretaceous (Berriasian to Albian). The Rio Mayer shales reach thicknesses of 500 to 750 m in the studied area. They are the main source rocks for hydrocarbons in the Magellan Basin (Pittion and Gouadain, 1992). They also provide a major decollement for the fold-and-thrust belt (Ramos, 1989; Winslow, 1981).

Unconformably overlying the Rio Mayer shales are coarse-grained turbidites of the Cerro Torro formation, as much as 1000-1500 m thick in the Lago Viedma area (Riccardi and Rolleri, 1980). Deposition started in the Late Cretaceous, when unroofing of the cordillera provided coarse clastics (Winslow, 1981). Progressive eastwards migration of depocentres and changes of clastic sources (from north-derived during the middle Cretaceous to west-derived during the Late Cretaceous) were due to tectonic subsidence of the Magellan basin and uplift of the main cordillera (Dalziel *et al.*, 1974; Winslow, 1981; Dott *et al.*, 1982; Wilson, 1983, 1991). The El Alamo, La Anita and Pari Aike formations are Late Cretaceous sandstones which conformably overlie the Cerro Torro formation.

Tertiary sediments in the Magellan basin indicate progressive continentalisation with intercalated marine episodes. Increasing fractions of volcanoclastics reveal growing activity of the magmatic arc to the West (Manassero and Merodio, 1992). Along the northern shore of Lago Viedma, only Paleogene sediments are preserved (Man Aike formation). They are unconformably overlain by tabular flows of alkaline basalt, which also overstep the Late Cretaceous sediments, forming typical flat mesetas. At Rio Cangrejo and Meseta Chica, these basalts have yielded Pliocene ages (3.50 ± 0.07 Ma and 3.680 ± 0.03 Ma, respectively), by K/Ar on whole rock (Mercer *et al.*, 1975). In places, the basalts have been eroded by Pleistocene or older glaciers (Ramos, 1989) or they are overlain by Quaternary moraines.

In the hinterland, the Monte Fitzroy granitic pluton, dated by Nullo *et al.* (1978) at 18 ± 3 Ma (early Miocene) by K/Ar on biotites, intrudes Paleozoic to Cretaceous rocks.

Previous structural studies

Compressional structures have long been recognized in the southern Andes and associated foothills. From South to North along the Magellan Basin, foreland fold-and-thrust belts have been described by Alvarez-Marrón *et al.* (1993), Winslow (1981), Kraemer (1993) and Ramos (1989).

The Mackena and Viedma lineaments, which run along Lago San Martin and Lago Viedma, respectively, separate three tectonic blocks (Nullo *et al.*, 1978). In fact, these

lineaments are belts, 15 km wide, which appear to segment the cordillera. They may be reactivated Paleozoic wrench faults (Nullo *et al.*, 1978).

In a detailed structural study, Kraemer, (1993) divided the Patagonian fold-and-thrust belt, between Lago Viedma and Lago Argentino, into two zones : (1) an external eastern zone, where gentle folds in Cretaceous and Tertiary rocks trend N-S to NNE with 15-20 km wavelengths and deformation gradually increases westwards; and (2) an internal zone, where multiply-deformed Paleozoic basement overrides tightly folded and intensely cleaved Cretaceous rocks along the westwards-verging Upsala front.

North of Lago San Martin, the fold-and-thrust belt has been divided by Ramos (1989) into three zones. In the foreland zone, backthrusts within Tertiary sediments verge westwards. In the hinterland zone, imbricate sheets of granitoids and late Paleozoic rocks are uplifted by a series of easterly-verging thrusts. Between hinterland and foreland is a triangle zone. At depth, Ramos (1989) inferred passive-roof duplexes, where the Paleozoic sequence underthrusts Jurassic and Cretaceous sequences without emerging at the surface

A major decollement is recognized by all near the base of the Rio Mayer formation. Its displacement increases southwards, as the overlying sedimentary sequence thickens (Winslow, 1981; Wilson, 1983; Ramos, 1989). Ramos (1989) also mentioned a major decollement within Upper Paleozoic strata, North of Lago San Martin.

New subsurface data

We have had access to a series of seismic profiles, trending WNW-ESE along the northern shore of Lago Viedma, almost perpendicular to the fold-and-thrust belt. From these we were able to make line drawings of the main reflectors and structural elements (Fig. 5). The data were used to constrain the deep geometry of the fold-and-thrust belt along a regional section immediately to the North.

On the line drawings, the top of Paleozoic basement is offset across a series of rifts or half-rifts (Fig. 5). The volcanoclastic strata of El Quemado fill these depressions and the top of the sequence is locally offset by normal faults (see lines 3 and 4, Fig. 5). Some Jurassic normal faults have been inverted as a result of Andean compression (see lines 1, 2 and 4, Fig. 5). A positive flower structure (line 2, left) involves the basement and its Cretaceous cover. The geometry is suggestive of transpressional deformation. The upper part of this structure crops out on the eastern side of the Rio Blanco valley, as an anticline associated with a westwards-vergent backthrust (Fig. 6).

In the West (line 1), eastward-verging thrusts, offsetting Cretaceous strata, flatten at the base of the Rio Mayer formation. This geometry indicates that the black shales provide decollement for the fold-and-thrust belt.

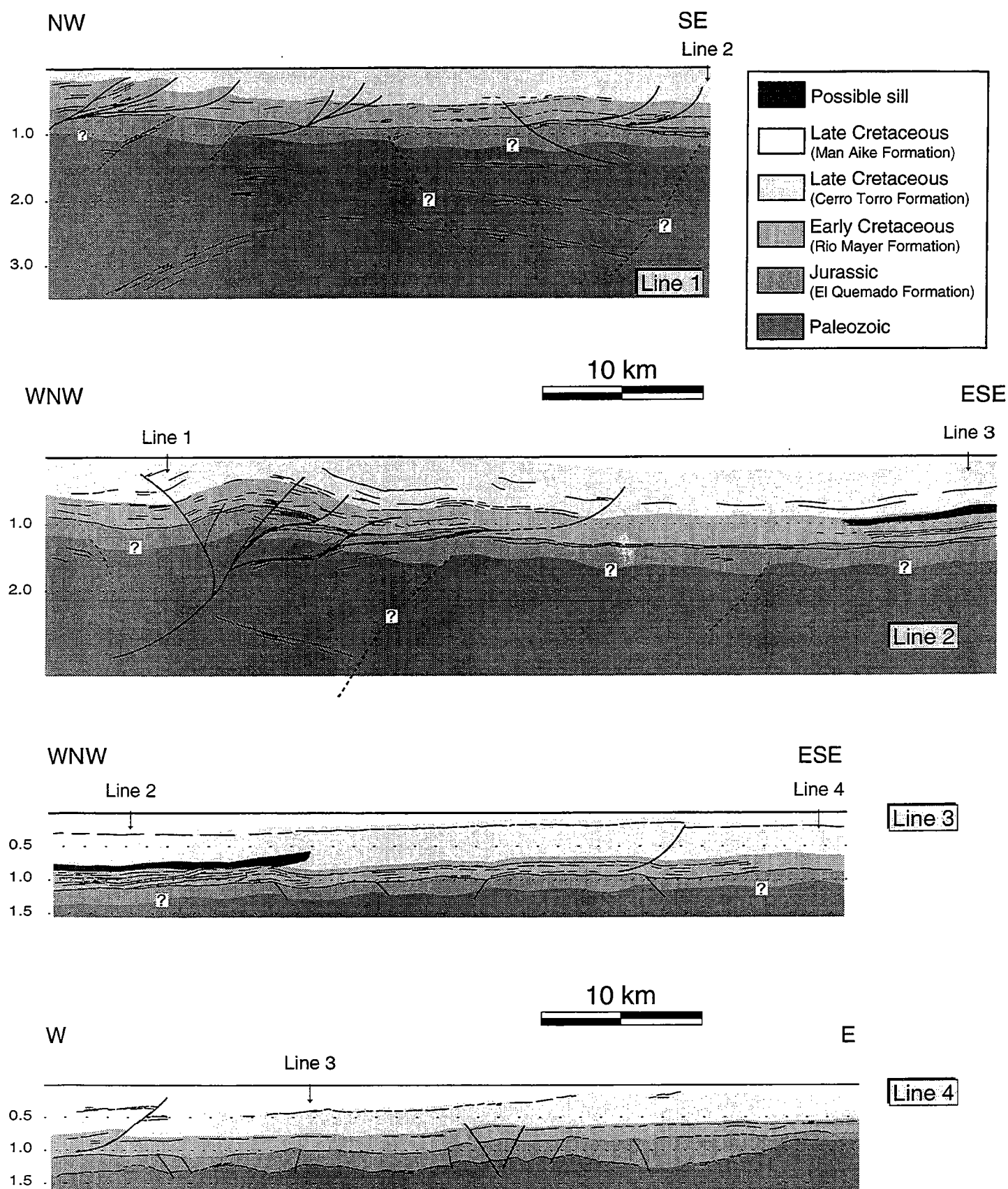


Figure 5. Line drawings made from seismic profiles along the north shore of Lago Viedma. Vertical scale is in two-way traveltime (seconds). Vertical exaggeration is approximately 1.2 times. For approximate locations, see Fig. 7.

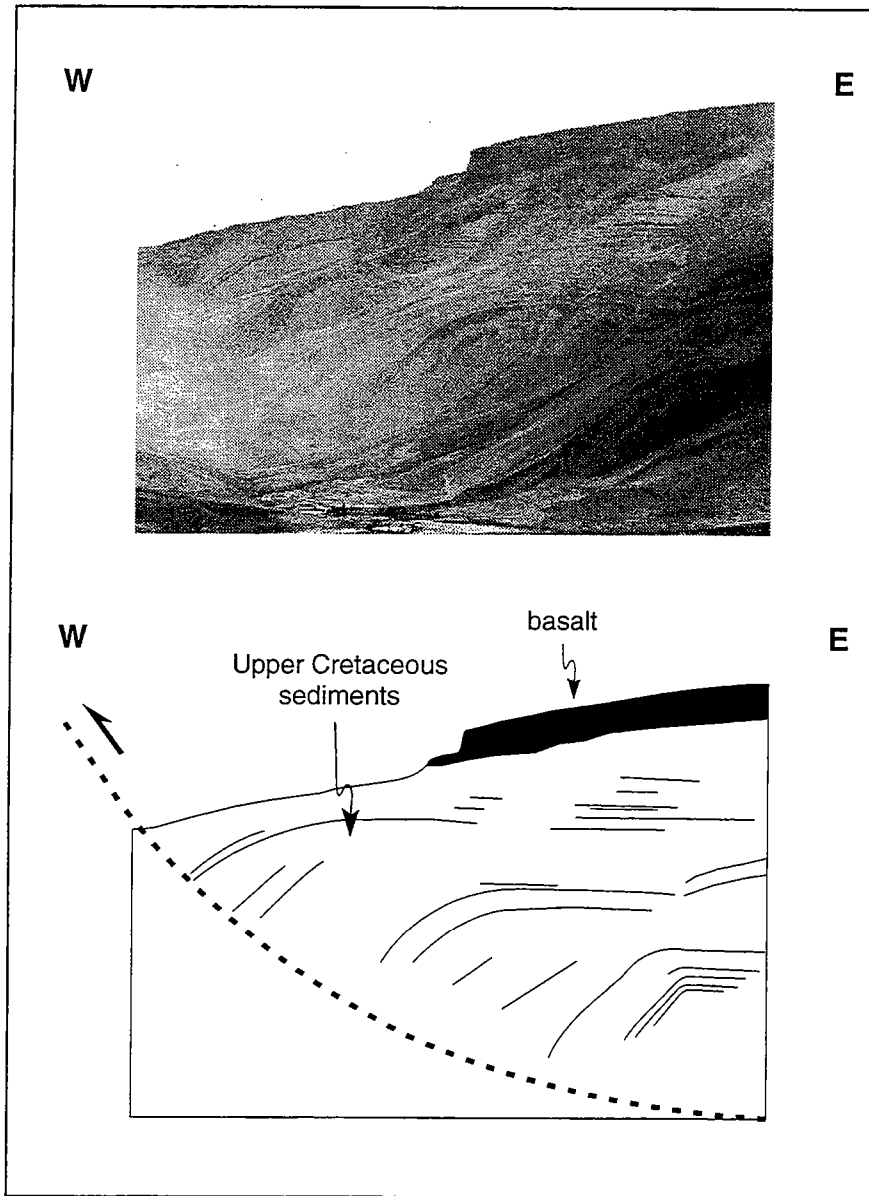
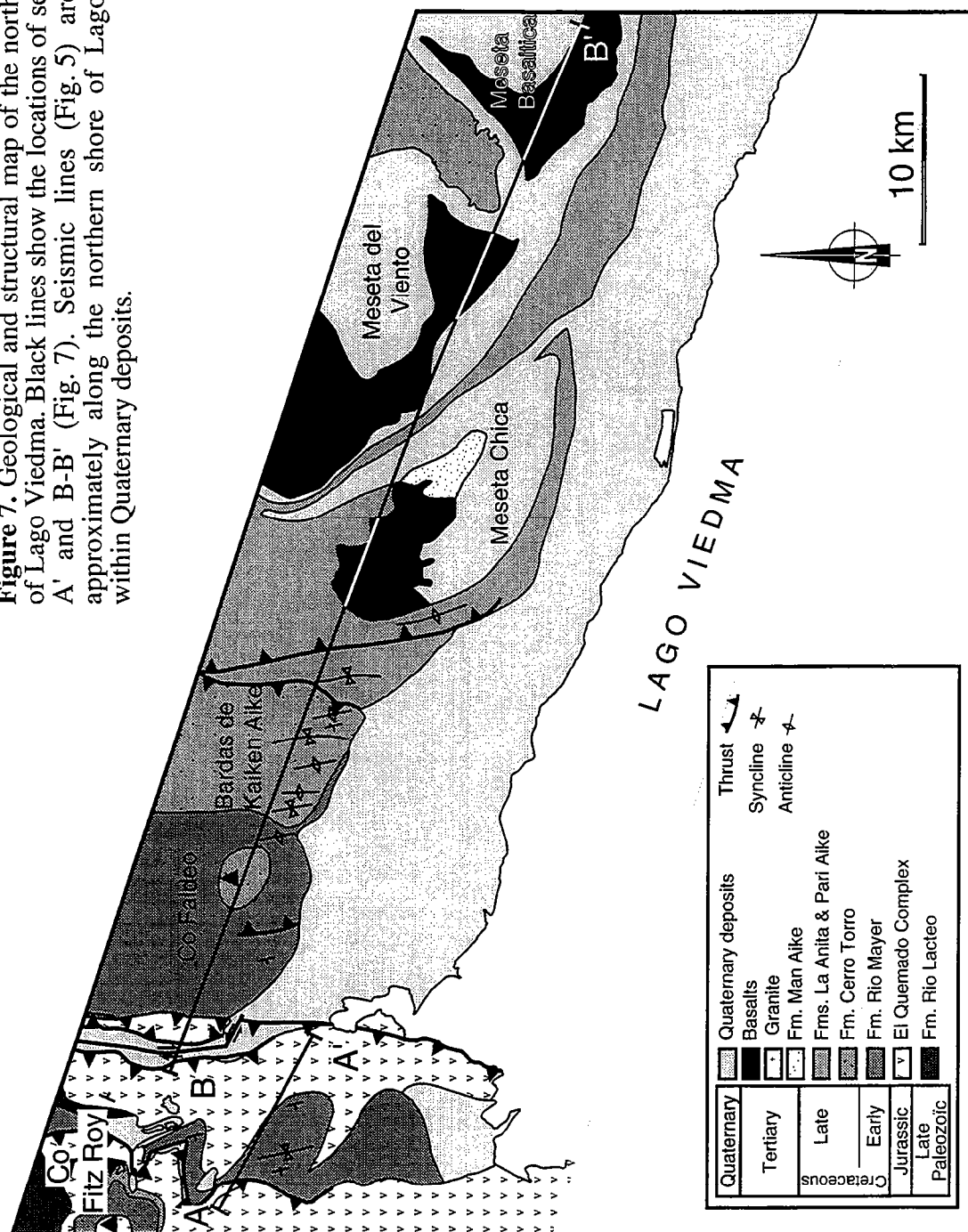


Figure 6. Photograph and line drawing of a fault-bend-fold within Late Cretaceous sediments, east of Rio Blanco (for location, see Fig. 6a). Backthrust is shown by dashed bold line.

Figure 7. Geological and structural map of the northern shore of Lago Viedma. Black lines show the locations of sections A-A' and B-B' (Fig. 7). Seismic lines (Fig. 5) are located approximately along the northern shore of Lago Viedma within Quaternary deposits.



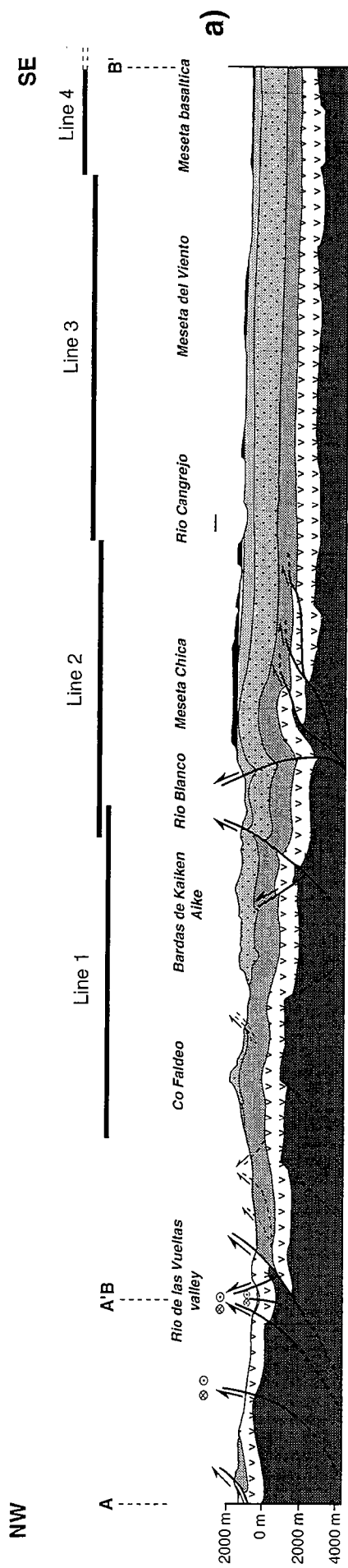
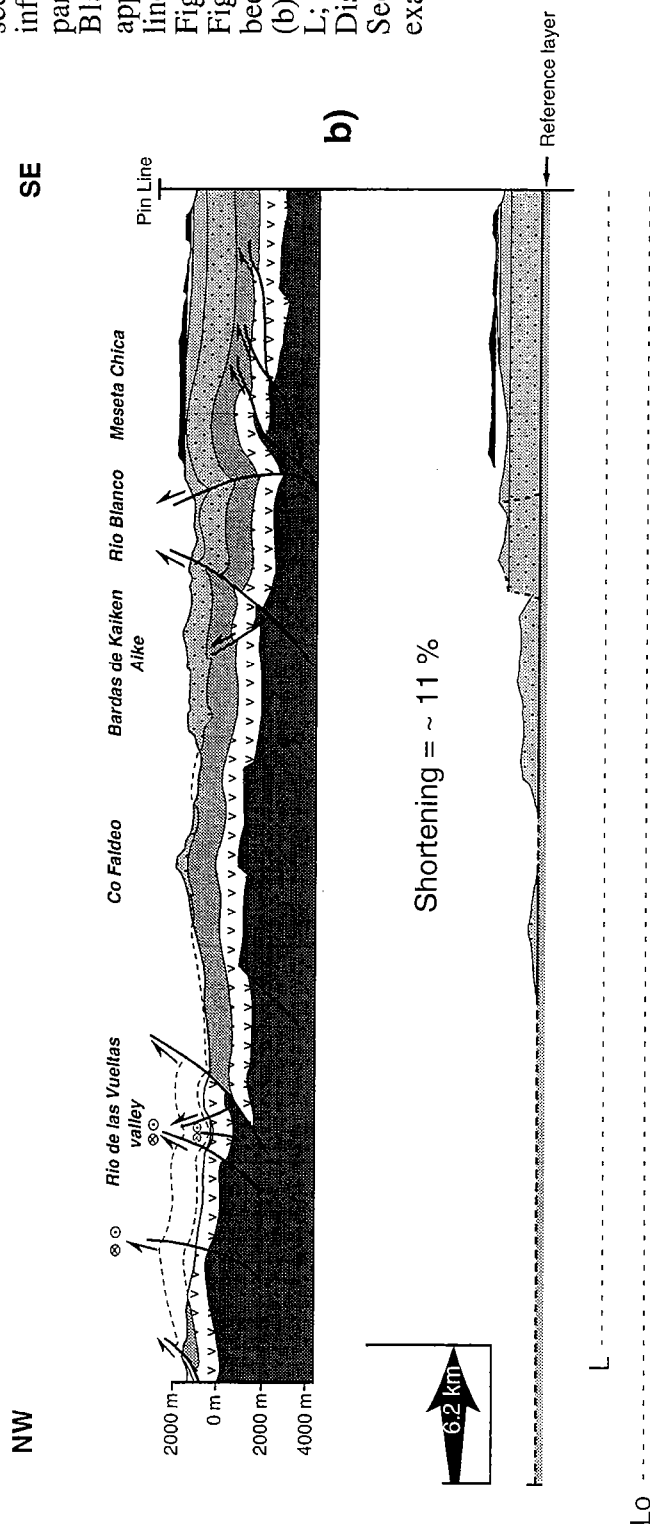


Figure 8. Balanced regional cross section. Section (a) has been inferred from surface geology and partly controlled by seismic data. Black bars (top) indicate approximate positions of seismic lines 1 to 5 (Fig. 5). For key, see Figs. 4 and 7. For section line, see Fig. 7. Western part of section has been restored by line balancing (b). Length of restored section is L ; length of deformed section is L_0 . Displacement is 6.2 km (arrow). Sections have no vertical exaggeration.



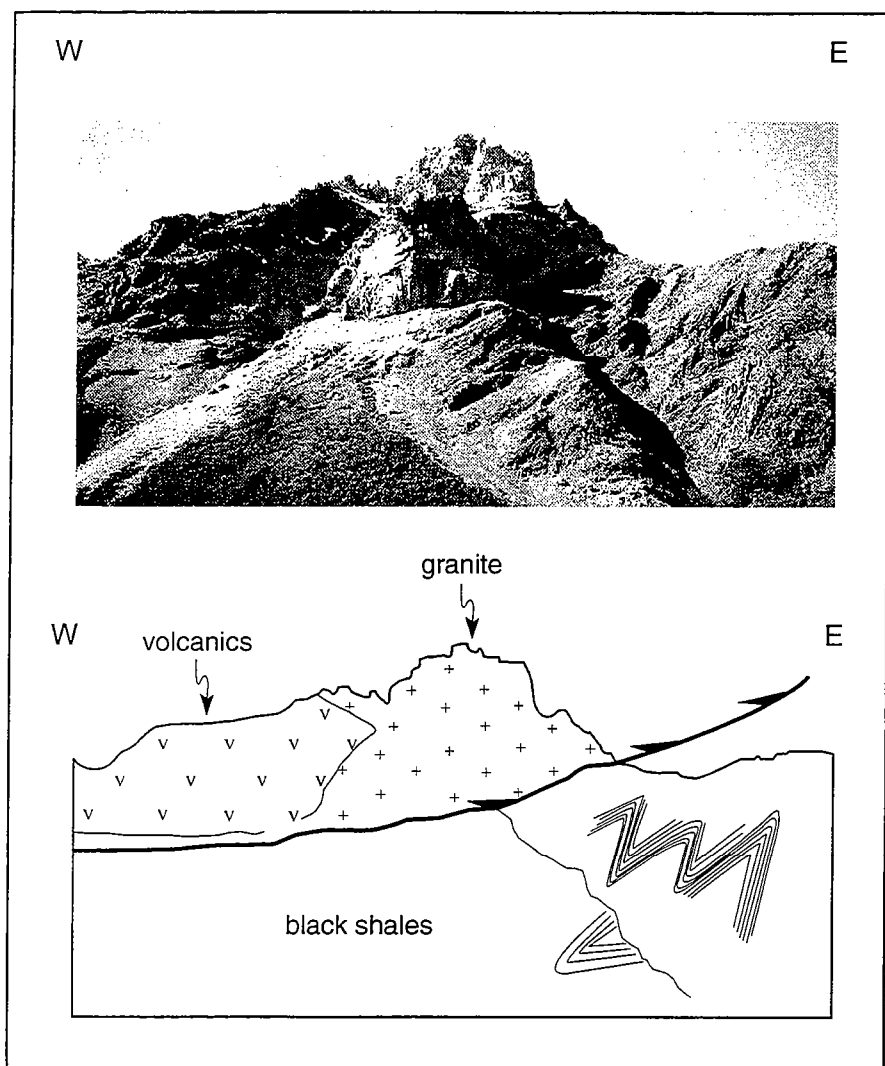


Figure 9. Photograph and line drawing of a granitic sheet lining an eastwards-verging thrust, near Cerro Fitzroy. Volcanic rocks of El Quemado formation are thrust over black shales of Rio Mayer formation. Shales are tightly folded. Axial planes of folds verge eastwards.

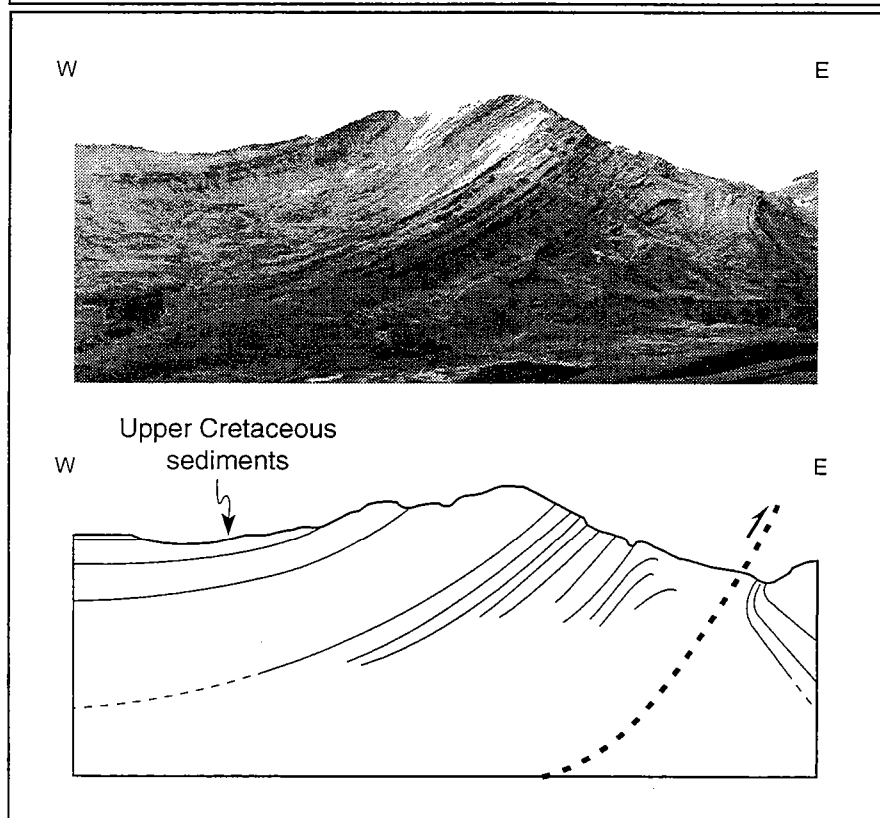


Figure 10. Photograph and line drawing of synsedimentary folds in Late Cretaceous sediments, on the western side of Rio Blanco valley. Note that depocentres occur within syncline to the West and in the footwall of the thrust to the East. In contrast, sequence is condensed over hangingwall anticline. These structures strike at about N340°.

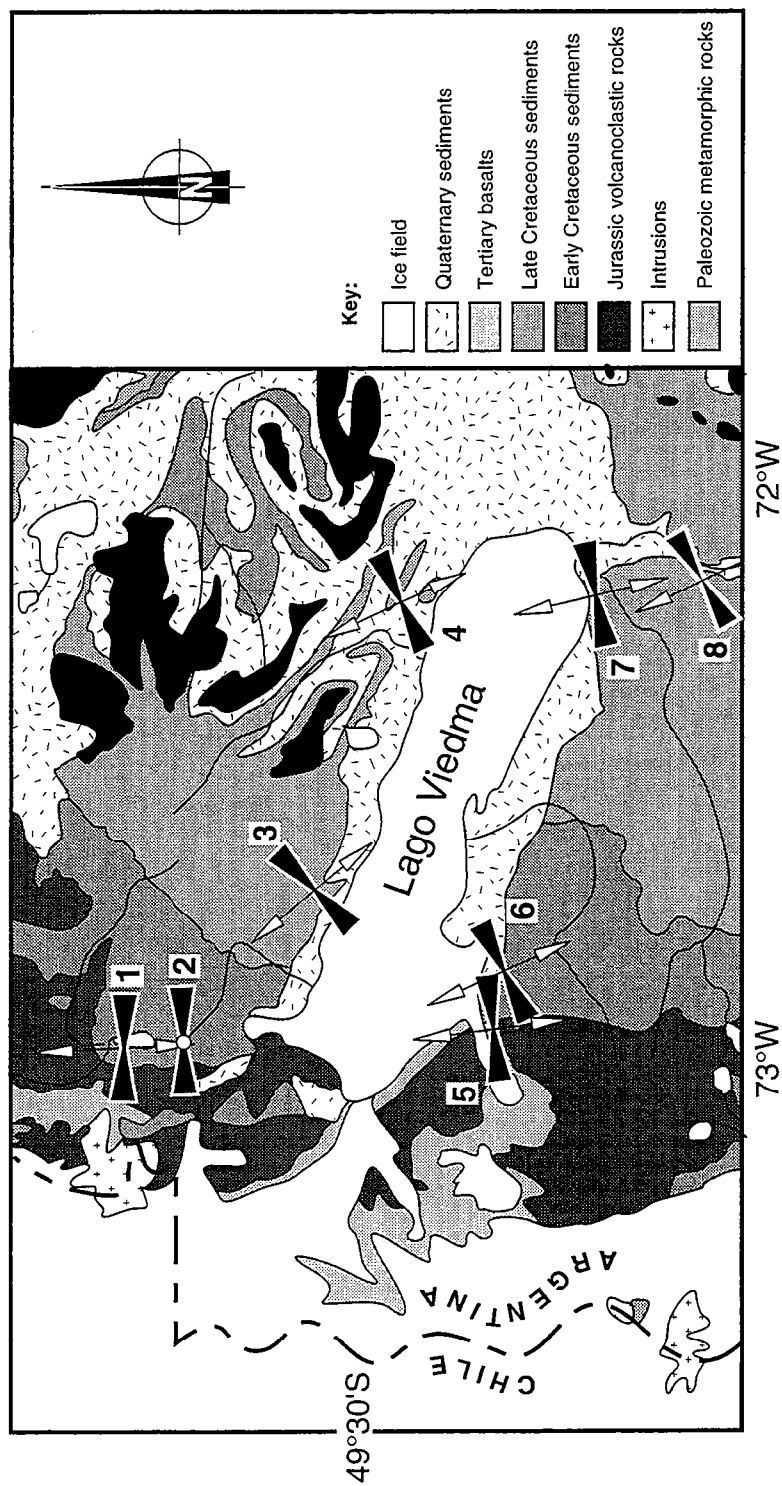
Deeper in the basement, some shallowly-dipping reflectors may be interpreted as Paleozoic faults. Nevertheless, we have found no evidence for passive-roof duplexes within the Paleozoic sequence, as suggested by Ramos (1989) for areas further North.

Lago Viedma transect

We have mapped a strip along the north shore of Lago Viedma (Fig. 7), so as better to draw a regional cross-section (Fig. 8). Along the western part of the transect, folds and thrusts trend approximately NS, but they curve into a NW-SE trend along the eastern part (Figs. 3b and 7). In section, folds and thrusts are thick-skinned in the West and mostly thin-skinned in the East (Fig. 8).

In the thick-skinned area between Monte Fitzroy and Rio de las Vueltas, Paleozoic marine sediments, Jurassic volcanics, Early Cretaceous marine shales and the Miocene granitic pluton of Monte Fitzroy have all been uplifted to the surface on steeply-dipping faults with reverse components, associated with folds of metre-scale wavelengths (Fig. 8a). The edges of the pluton are steep, but to the S of Monte Fitzroy, an associated granitic sheet has been thrust over intensely folded Rio Mayer shales (Fig. 9) or over mylonitized Jurassic volcanics. Folds in the shales are eastward-verging and they become tighter towards the thrust. The mylonitic foliation in the volcanics dips steeply westwards and bears a lineation pitching to the SW. The sense of shear is top-to-the-NE. To the NE of Monte Fitzroy, Early Cretaceous shales display a low-grade slaty cleavage, dipping steeply westwards. Deformed fossils indicate a flattening fabric. Where there is a lineation, it pitches shallowly. All these features are diagnostic of transpressional deformation, right-lateral along the cordillera.

In the thin-skinned area, East of Cerro Faldeo, Cretaceous sediments are unmetamorphosed. There are numerous folds and thrusts within marine sandstones, above a decollement in Rio Mayer shales. Because of their small sizes, these structures are not visible on the regional cross-section. Nevertheless, they are responsible for significant internal deformation of the Early Cretaceous sequence. In the Late Cretaceous sandstones, folds are of chevron, kink or concentric styles, typical of flexural slip in rhythmically layered sequences. They verge either eastwards or westwards. Towards the eastern end of the section, fold wavelengths tend to be larger and amplitudes smaller, recording a decrease in the intensity of deformation. On the western edge of Rio Blanco valley, a reverse fault within Late Cretaceous strata is associated with a depocentre in a footwall syncline and a condensed sequences over a hanging wall anticline, showing that sedimentation was synkinematic (Fig. 10). These folds strike at N340° (Fig. 8). In general, some of the folds in the Late Cretaceous sequence are flat-lying, whereas others are upright. Flat-lying folds tend to have horizontal axes, trending NNW, whereas upright folds tend to have steep axes and axial surfaces, trending more nearly N. Such



fold geometries are characteristic of wrenching in a layered sequence (Odonne and Vialon, 1983). Further evidence for wrenching is provided by shallowly-pitching striations with right-lateral senses on steeply-dipping fault planes.

Balanced cross-section

To estimate the amount of shortening along the Lago Viedma transect, the regional section has been restored by line-balancing (Fig. 8b). This method relies on three main assumptions (see Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979): (1) folding is mainly by flexural-slip, so that bed-lengths of competent layers are conserved; (2) before deformation, reference layers are horizontal and of even thickness; and (3) at one of its boundaries, the section carries a vertical pin-line, which remains fixed during deformation.

A reference surface was chosen at the top of the black shales of the Rio Mayer formation. Some extrapolation was necessary, particularly in the western part of the section, where the reference surface has been eroded. A pin-line was chosen within undeformed foreland to the east.

We neglected (1) possible motion of material, into or out of the cross-section, (2) displacements associated with internal deformation or sedimentary compaction and (3) variations in thickness due to syntectonic sedimentation.

Under these conditions, restoration of the western 51 kilometers of the Lago Viedma section yields a displacement of at least 6.2 kilometers (approximately 11% shortening) in a direction subperpendicular to the cordillera (Fig. 8b). Had we restored a section trending NE-SW, the shortening would probably have been greater, because it would have included the effects of right-lateral wrenching along the Cordillera.

Analysis of minor faults

In the area of Lago Viedma, we measured 172 striated fault planes at 8 localities within Jurassic basement and its Cretaceous cover (Fig. 11). The attitude of each fault plane, the direction and plunge (or pitch) of the striation and the sense of slip on each plane were carefully recorded (Fig. 12). Stratigraphic offset, imbrication of crystal fibres and Riedel fractures, as described by Petit (1987), were used to determine the senses of slip.

In order to obtain principal axes of finite strain (λ_1 , λ_2 , λ_3) at each locality, we used the geometrical method of Right Dihedra (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987) and the computer program FaultKin (Allmendinger *et al.*, 1993). Each fault and its associated auxiliary plane define four sectors. According to the sense of slip along the striation, two sectors are for shortening and two sectors are for stretching. For a given locality, the right dihedra for all faults are superimposed (Fig. 12), defining overall fields of shortening and extension (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and

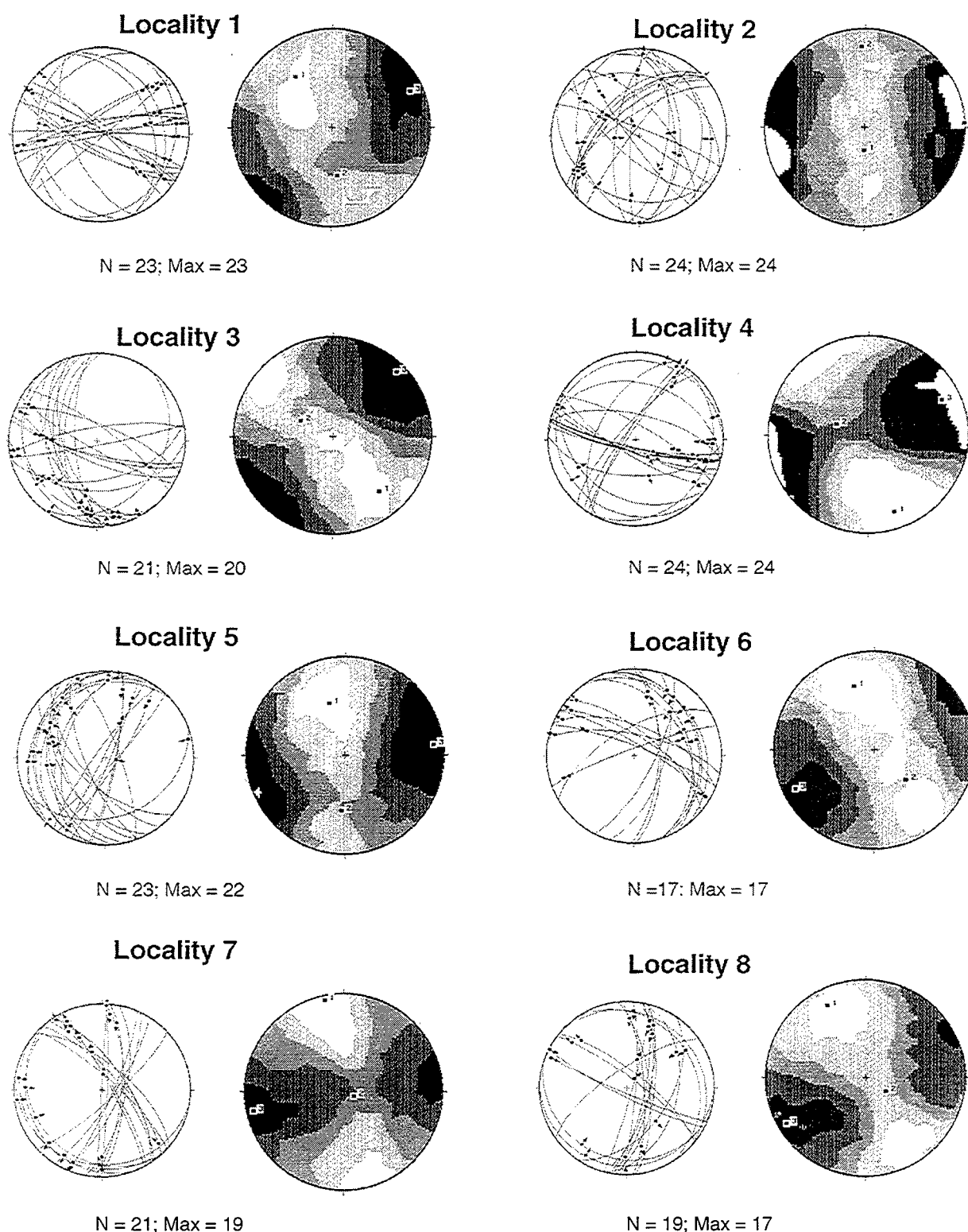


Figure 12. Stereograms of the fault analysis (equal area projections, lower hemisphere). For each locality, stereogram at left shows fault planes (great circles) and associated slip lines (arrows pointing in direction of hangingwall slip). Stereogram at right shows kinematic results of a graphical method of analysis (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987). These stereograms have been contoured automatically and the contour intervals chosen by default (Kamb, 1959). The values contoured are Max/N where N is the total number of faults and Max is the number of faults taken into account for calculating the principal direction of shortening. Numbers indicate each of the three kinematic axes (1, 2 and 3) deduced for the whole fault population. All these plots were obtained with a program developed by Allmendinger et al. (1993). The ratio R is a measure of the shape of the strain ellipsoid (for more details, see text and Diraison et al., 1998).

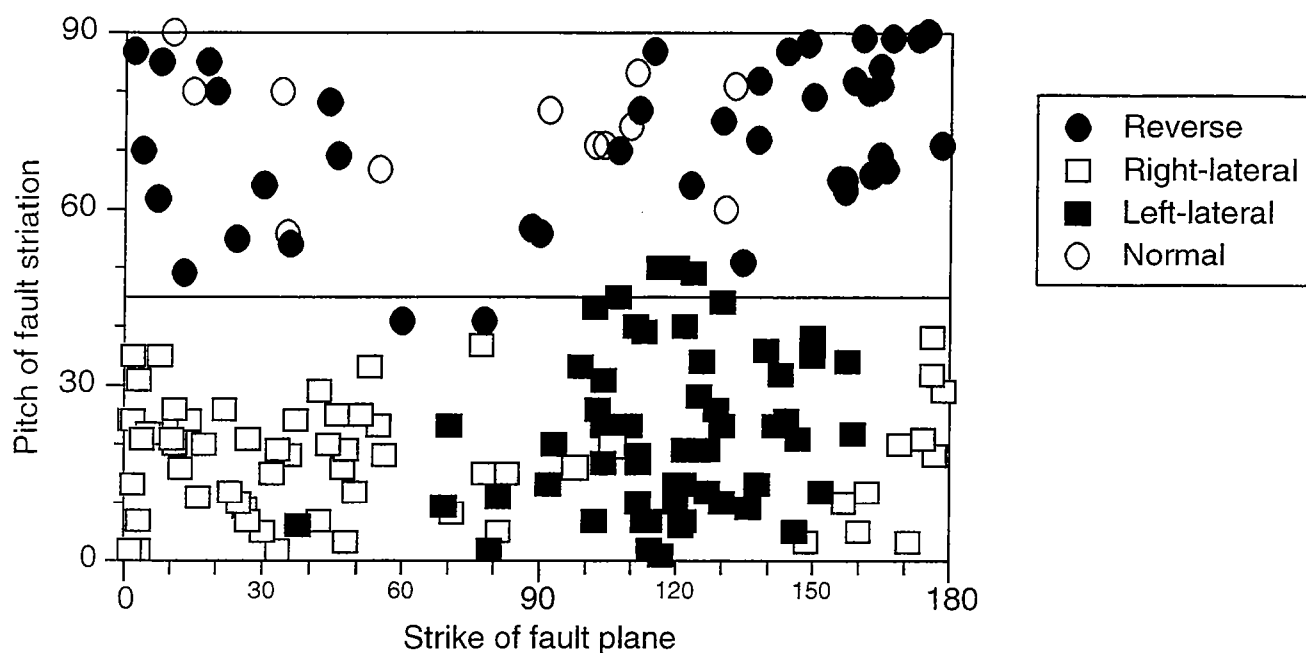


Figure 13. Scatter diagram showing angle of pitch (in degrees) of fault striae versus strike (in degrees) of fault planes, for the 172 faults measured at the 8 localities (Fig. 8). Black and empty circles are for reverse and normal faults; black and empty squares are for left-lateral and right-lateral faults, respectively.

Burkhard, 1987). Faults are rejected, if their fields of shortening and stretching are not compatible with the bulk strain field of the locality. That is why we distinguish N , the number of faults measured, from MAX , the number of mutually compatible faults in the fields of shortening or stretching.

Principal directions of shortening are subhorizontal and strike between E-W and ENE-WSW, except for locality 3, where they strike NE-SW (Fig. 11). At the eastern end of the area (localities 4, 7 and 8), the principal directions of stretching are also subhorizontal.

At locality 2, the shortening field forms a cone, centred on the principal shortening axis (λ_3), a feature of a uniaxial strain ellipsoid of flattening type. In contrast, at locality 4, fields of shortening and stretching define right dihedral, representing a biaxial ellipsoid of plane-strain type. Elsewhere, the strain ellipsoids are intermediate in shape between flattening and plane-strain types. However, the ellipsoids are nearer to flattening types in the hinterland (localities 2, 5 and 6), whereas they are nearer to plane-strain types in the foreland (localities 4, 7 and 8).

For ductile deformation, Cobbold *et al.* (1991) and Merle and Gapais (1997) have shown that a combination of wrenching and thrusting results in a strain ellipsoid of flattening to plane-strain type. We therefore suspect that the strain ellipsoids calculated from our fault-slip data are also indicative of combined wrenching and thrusting. From the distribution of shapes, thrusting is more prevalent in the hinterland, wrenching in the foreland.

To illustrate the importance of strike-slip, we have plotted for all localities, the pitch of striations versus the strike of the corresponding fault plane (Fig. 13). By definition, a pitch between 0° and 45° means that strike-slip is dominant, whereas a pitch between 45° and 90° means that dip-slip is dominant. The plot shows that right-lateral faults mostly strike between N0° and N50°, whereas left-lateral faults mostly strike between N110° and N120°. Strike-slip components subparallel to the cordillera are of right-lateral senses.

Timing of deformation

Development of the fold-and-thrust belt may have started in westernmost areas in the early Cenomanian, as indicated by changes in the associated pattern of sedimentation (Riccardi and Rolleri, 1980; Wilson, 1991). North of 49°S, Ramos (1989) suggested that deformation began at least in the Eocene, but reached a climax during the middle Miocene. The climax is thought to have occurred after deposition of the Santa Cruz formation - whose younger tuff layers have been dated at 18.5 ± 0.2 Ma (early Miocene) by K/Ar on whole rock (Marshall *et al.*, 1977) - but before outpouring of the unconformable flat-lying basalt flows, the oldest of which have been dated at 8.6 ± 0.6 Ma (late Miocene) by K/Ar on whole rock (Ramos, 1982). Ramos (1989) underlined the striking similarities between timing of deformation and episodes of ridge collision in the area and suggested that structures at these latitudes may have been enhanced by collision of a ridge segment during a period of fast convergence, the Quechua stage of the Andean orogeny. Kraemer, (1993) also advocated a Quechua phase in the deformation of the fold-and-thrust belt and identified an older phase of deformation, especially within the inner part of the Cordillera, attributing it to the Incaic stage of the Andean orogeny. He based his timing on the early Miocene ages of granitic plutons: the Monte Fitzroy pluton, dated at 18 ± 3 Ma by K/Ar on biotites (Nullo *et al.*, 1978) and the Paine pluton, dated at 12 ± 2 Ma or 13 ± 1 Ma by K/Ar on whole rock (Halpern, 1973; Michael, 1983). These plutons crop out in the main Cordillera and have intruded previously folded Cretaceous sediments (Kraemer, 1993).

In the studied area, we have found evidence for earlier compressional deformation of Late Cretaceous age. Within the Cerro Torro formation, reverse faults are associated with depocentres in footwall synclines and with condensed sequences over hanging wall

anticlines (Fig. 9), showing that folding and faulting were ongoing during Albian to Campanian sedimentation.

On the eastern side of the Monte Fitzroy pluton, a granitic sheet lines an eastwards-verging reverse fault (Fig. 8) which overthrusts black shales of the Rio Mayer formation and Jurassic volcanics of the El Quemado complex. The shales show tight folding. Axial planes of folds verge eastwards and strain increases towards the thrust. The Jurassic volcanics have been mylonitized. On this basis, the Fitzroy pluton was emplaced syntectonically and deformation was ongoing during the early Miocene.

As pointed out by Ramos (1989) and Kraemer (1993), Late Cretaceous and Tertiary sediments are unconformably overlain, in the East, by flat-lying basalts (Fig. 5a). On the northern shore of Lago Viedma, these plateau basalts have been dated by K/Ar on whole rock (Mercer *et al.*, 1975) at 3.50 ± 0.07 Ma and 3.680 ± 0.03 Ma (early Pliocene). In the foreland, the basalts have been tilted, but no more deformed. However, at Cerro Faldeo, basaltic feeder dikes cut Early Cretaceous black shales of the Rio Mayer formation and are offset on bedding surfaces, top to the east (Fig. 13). These relationships suggest that some shortening continued into the Pliocene.

The glacial valleys of Lago Argentino, Lago Viedma and Lago San Martín have straight sides and uniform widths, suggesting that they are fault-controlled. Indeed, these valleys are very similar to others in the central parts of the Magellan basin, recently identified as Neogene rift valleys. On the northern shore of Lago Viedma, we found 5 minor faults with normal, left-lateral displacements, kinematically compatible with the other minor faults at this locality. Although the evidence is meagre, we suspect that the glacial valleys in this part of Patagonia as well are rift valleys. If so, they presumably formed in the late Pliocene or Quaternary, because they appear to cut across the plateau basalts.

In general, it is difficult to constrain the ages of the minor faults measured in the area. None of them were clearly synsedimentary. In the hinterland, the faults cut Jurassic volcanics (localities 1,2 and 5) or Early Cretaceous shales (locality 6); in the foreland, Late Cretaceous sediments (locality 3) or Paleogene sediments (localities 4, 7 and 8). Although the shortening directions are regionally consistent, this does not mean that all the faults were synchronous. Nevertheless, the faults in the hinterland were brittle structures, superimposed on rocks with low-grade metamorphism. We therefore suspect that the faulting was Late Cretaceous or Tertiary in age.

Finally, at the current mountain front, a steep scarp marks the major fault zone (right-lateral and reverse) between Jurassic volcanics in the West and Early Cretaceous shales in the East. The scarp suggests that the fault is still active. Despite the context of slow convergence, we have found no evidence for active normal faults parallel to the cordillera.

COMPATIBILITY WITH PLATE TECTONICS

What we know of the style and timing of deformation in the Lago Viedma area appears to be compatible with what we know of the Tertiary plate tectonics of southern South America. The integrated history is as follows.

1. In the Late Cretaceous, an increase in the rate of convergence between Nazca and South America led to uplift of the Patagonian cordillera and rapid subsidence of the Magellan foreland basin. The basin was progressively infilled by coarse clastic sediments, derived from the cordillera. In the Albian to Cenomanian, synchronous shortening and sedimentation resulted in growth folds, associated with reverse faults, in the foothills of the Lago Viedma area.

2. From 49 Ma to 25 Ma, the convergence vector between Nazca and South America was at about N010°, severely oblique with respect to the cordillera. For this period, we have no information on the structural development of the Lago Viedma area, except that Paleogene sediments were deposited in the foreland basin, which continued to subside, although slowly at these latitudes.

3. From 25 Ma onwards, the convergence vector between Nazca and South America stabilized at N080°, less oblique to the cordillera, but the rate of convergence was high, at 9 cm/year. At 18 Ma, the Monte Fitzroy granitic pluton formed, presumably as a result of crustal thickening. It was emplaced syntectonically, in a context of right-lateral transpression. Sometime before 6 Ma, Late Cretaceous and Paleogene sediments were folded and uplifted, above a décollement in Early Cretaceous black shales or by reactivation of basement faults. Again, this deformation was transpressional and right-lateral. The uplifted area was subjected to erosion.

4. At about 12 Ma, the Chile ridge subducted beneath the Lago Viedma area. A slab window developed beneath the area. The rate of convergence, now between Antarctica and South America, dropped to some 2 cm/year.

5. At 6 Ma, there was regional outpouring of plateau basalts.

6. From 6 Ma to the present, small amounts of E-W shortening led to tilting of the plateau basalts and minor offsets of feeder dikes across bedding planes in the fold-and-thrust belt. Large E-W valleys were cut into the foothills, as a result of glacial erosion and perhaps also of rifting above the slab window. There is evidence for N-S extension, parallel to the cordillera, but no evidence for back-arc extension in an E-W direction. Currently, major basement faults along the cordillera appear to be active in strike-slip reverse mode.

Acknowledgments

This work was funded mainly by the European Community (Contract CII*-CT93-0091, "Andean Tectonics of Argentina"). Additional funding was provided by Bidas S.A.P.I.C. (Argentina) and Compañía General de Combustibles (Argentina). For useful discussions and for considerable help in the field, we thank Alberto Gutiérrez Pleimling and Alejandro López Angriman (both of Bidas S.A.P.I.C.) and Jorge Skarmeta and Juan Carlos Castelli (Empresa Nacional del Petróleo, Chile).

REFERENCES

- Allmendinger, R.W., Marrett, R.A. and Cladouhos, T., 1993. FaultKin, version 3.8, a program for analyzing fault slip data for the Macintosh™.
- Alvarez-Marrón, J., McClay, K.R., Harambour, S., Rojas, L. and Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **77**, 1904-1921.
- Angelier, J. and Mecheler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France* **7** (19), 1309-1318.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. and Fitzgerald, M.G., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. In: *Foreland basins* (edited by P.A. Allen and P. Homewood), International Association of Sedimentologists Special Publication **8**, 41-61.
- Bruhn, R.L. and Dalziel, I.W.D., 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In: *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins* (edited by M. Talwani and W.C. Pitman), Maurice Ewing Series, AGU **1**, 395-405.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L. and Chamalaun, F., 1980. Further paleomagnetic confirmation of the Magallanes orocline. *Tectonophysics* **63**, 75-90.
- Cande, S.C. and Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* **91**, 471-496.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* **13**, 743-758.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K.A., Gose, W.A. and Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Geophysical Research* **196**, 16,061-16,069.
- Dahlstrom, C. D. A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* **6**, 743-757.

- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J. and Palmer, F.K., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* **250**, 291-294.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W. and Opdyke, N.D., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic. In: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences* (edited by D.H. Tarling and S.K. Runcom), Academic Press, San Diego, California **1**, 87-101.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1996. Tertiary kinematics of the Southern Andes and the development of the Magellan foreland basin (Patagonia) (extended abstract). In: *Third International Symposium on Andean Geodynamics* (edited by ORSTOM) Collection Colloques et Séminaires, Paris, 347-350.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1997. Magellan Strait: Part of a Neogene rift system. *Geology* **25**, 703-706.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Gapais, D. and Le Corre, C., 1998. Tertiary kinematics of southern Patagonia: field data and analogue modelling. *Tectonophysics* (submitted).
- Dott, R.H. Jr., Winn, R.D. Jr. and Smith, C.H.L., 1982. Relationship of late Mesozoic and early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc. In: *Antarctic Geoscience* (edited by C. Craddock) Madison, University of Wisconsin Press, 193-203.
- Feruglio, E., 1952. Descripción geológica de la Patagonia. *Publicacion Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires*, **I**.
- Gripp, A.E. and Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters* **17**, 1109-1112.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. and Uliana, M.A., 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* **116**, 223-253.
- Halpern, M., 1973. Regional geochronology of Chile, south of 50° latitude. *Geological Society of America Bulletin* **84**, 2407-2422.
- Hinterwimmer, G.A., Messinger, V.E. and Soave, L.A., 1984. Análisis de facies, porosidad y diagénesis de una secuencia de playa-Formación Springhill en el sondeo Puesto Barros, Provincia de Santa Cruz. *IX Congreso Geológico Argentino*, 136-145.
- Hossack, J. R., 1979. The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *Geological Society of London Journal* **136**, 705-711.
- Kamb, W.B., 1959. Ice petrographic observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. *Journal of Geophysical Research* **64**, 1891-1909.
- Katz, H.R., 1972. Plate tectonics-orogenic belts in the southern Pacific. *Nature* **237**, 331.
- Kraemer, P.E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° L.S., Santa Cruz. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires Actas* **III**, 119-125.

- Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. In: *Geología regional Argentina* (edited by A.F. Leanza) Academia Nacional de Ciencias, 689-706.
- Manassero, M.J. and Merodio, J.C., 1992. Geoquímica de las sedimentitas silicoclásticas Cretácicas Superiores y Terciarias Inferiores de la Cuenca Austral Argentina: procedencia y ambiente tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **47**, 73-82.
- Marshall, L. G., Pascual, R., Curtis, G. H. and Drake, R. E., 1977. South American geochronology: radiometric time scale for middle to late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. *Science* **195**, 1325-1328.
- Mercer, J.H., Fleck, R.J., Mankinen, E.A. and Sander, W., 1975. Southern Patagonia: Glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. In: *Quaternary Studies* (edited by R.P. Guggate and M.M. Cresswell), Royal Society of New Zealand Journal, Wellington, New Zealand, 223-230.
- Merle, O. and Gapais, D., 1997. Strains within thrust-wrench zones. *Journal of Structural Geology* **19**, 1011-1014.
- Michael, J., 1983. Emplacement and differentiation of Miocene plutons in the foothills of the southernmost Andes. *Unpublished Ph.D. Thesis, Columbia University*, 377 p.
- Nullo, F.E., Proserpio, C. and Ramos, V.A., 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del hielo continental patagónico, Argentina-Chile. *VII Congreso Geológico Argentino*, 455-470.
- Odonne, F. and Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics* **99**, 31-46.
- Panza, J.L. and Nullo, F.E., 1994. Mapa geológico de la Provincia de Santa Cruz: República Argentina, Secretaría de Minería, scale 1:750 000, 1 sheet.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* **6**, 233-248.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* **9**, 597-608.
- Pfiffner, O.A. and Burkhard, M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientation from fault, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae* **1**, 48-57.
- Pittion, J.L. and Gouadain, J., 1992. Source-rocks and oil generation in the Austral Basin. *Proceedings of the Thirteenth World Petroleum Congress, Buenos Aires*, 113-120.
- Ramos, V. A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, Provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina Revista* **37**, 23-49.
- Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **73**, 887-903.
- Ramos, V.A. and Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* **205**, 261-282.

- Riccardi, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Museo de la Plata Revista (Geología)* **7**, 245-318.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous System of Southern South America. *Geological Society of America Memoir* **168**, 1-143.
- Riccardi, A.C. and Rolleri, E.O., 1980. - Cordillera Patagónica Austral. *II Simposio Geológico Regional Argentino, Córdoba*, 1163-1306.
- Robles, D., 1982. El desarrollo de la Formación Springhill en la cuenca de Magallanes. *I Congreso Nacional de Hidrocarburos*, 293-312.
- Robles, D.E., 1984. Los depocentros de la Formación Springhill en el norte de Tierra del Fuego. *IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche Actas I*, 449-457.
- Russo, A., Flores, M.A. and Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. *II Simposio de Geología Regional Argentina*, 1431-1462.
- Uliana, M.A. and Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* **18**, 172-190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: *Extensional tectonics and stratigraphy of the north Atlantic margins* (edited by A.J. Tankard and H.R. Balkwill), American Association of Petroleum Geologists Memoir **46**, 599-614.
- Wilson, T.J., 1983. Stratigraphic and structural evolution of the Ultima Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes, southern Chile. *Ph.D. Thesis, University of Colombia, New York*, 360 p.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* **103**, 98-111.
- Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. In: *Thrust and nappe tectonics* (edited by K.R. McClay and N.J. Price) Geological Society of London, Special Publications **9**, 513-528.
- Winslow, M.A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. In: *Antarctic geoscience* (edited by C. Craddock), Madison, University of Wisconsin Press, 143-154.

Chapitre V

**Synthèse des résultats,
discussion**

V.1. Structures et cinématique du bassin de Magellan et des Andes australes

V.1.1. Déformation et dynamique du bassin de Magellan

Âge de la déformation compressive et propagation du front andin

Suite à l'extension qui affecte l'ensemble de la Patagonie du Trias au Crétacé inférieur, les caractéristiques sédimentaires des dépôts du bassin de Magellan indiquent une activité tectonique compressive qui débute au Crétacé supérieur. Dans la zone axiale, les premiers épisodes compressifs andins sont marqués, au Cénomaniens, par la mise en place dans le bassin des premiers conglomérats dérivés de la cordillère (Winslow, 1982; Wilson, 1991). Dans la province de Santa Cruz, le long du lac Viedma, la géométrie des dépôts du Crétacé supérieur au coeur d'un synclinal est caractéristique d'une déformation syn-sédimentaire (Fig. 6, § IV.2). A l'extrémité nord du bassin, la verticalisation progressive des dépôts du Crétacé supérieur au Paléogène indique également une activité tectonique syn-sédimentaire (Fig. III.2). En Terre de Feu, la restauration des épaisseurs de dépôts anté-déformation (Fig. II.28; Winslow, 1981) montre que les séries du Crétacé supérieur forment un coin sédimentaire, typique d'un bassin d'avant-pays et relié au soulèvement de la cordillère et à la flexuration associée de la lithosphère (Flemings & Jordan, 1989; Sinclair *et al.*, 1991).

A partir du Crétacé supérieur, le front de déformation andin se propage progressivement vers le NE (Winslow, 1981, 1982; Biddle *et al.*, 1986). Cette propagation du front de déformation se traduit directement par la migration des dépôcentres vers l'avant-pays (Fig. II.28). De plus, le soulèvement de la cordillère modifie les sources d'apport sédimentaire du bassin. Pendant le Crétacé, l'apport sédimentaire se fait principalement depuis le NE, voire depuis le Nord au cours du Crétacé supérieur (Fig. II.26; Wilson, 1991). A partir de la fin du Campanien et du Maastrichtien, les sédiments sont presque exclusivement dérivés de la cordillère située au SW (Fig. II.26). Pendant cette période, l'enregistrement sédimentaire change fortement. Du Cénomaniens au Campanien, la sédimentation est principalement caractérisée par la mise en place de turbidites. A partir du Maastrichtien et pendant tout le Cénozoïque, les faciès sédimentaires sont de type marins peu profonds à fluviaux, voire continentaux (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991).

Si l'âge du début de la compression andine est bien contraint dans le bassin, l'âge des derniers épisodes compressifs est plus discutable et dépend du secteur considéré.

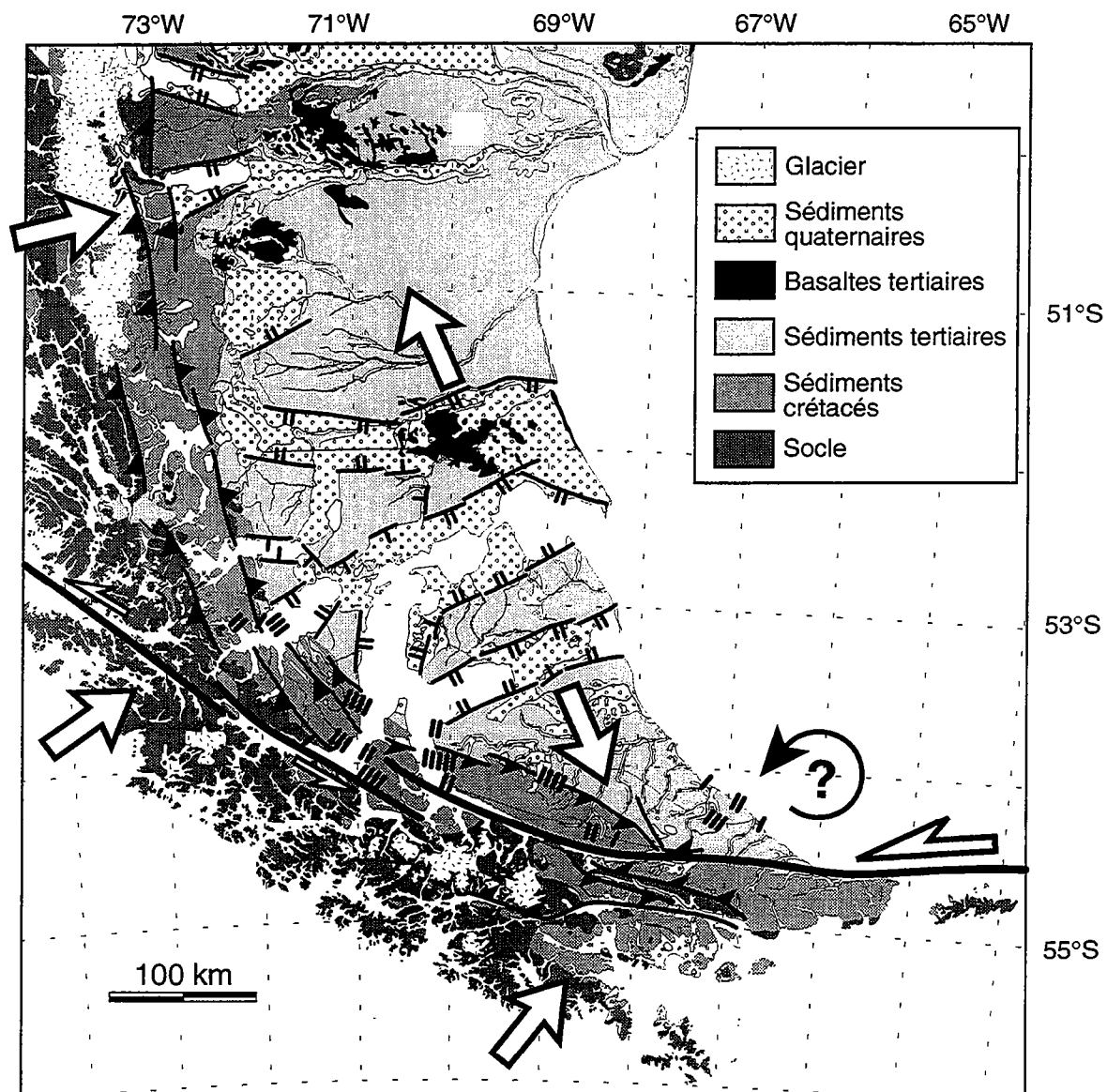


Figure V.1. Champ de déformation dans le bassin de Magellan et dans les Andes australes. Les flèches blanches indiquent les directions principales de raccourcissement ou d'étirement. La flèche circulaire noire représente la possible rotation anti-horaire l'ensemble de la Terre de Feu incluant le bassin de Magellan, contemporaine du développement de l'orocline patagonien. Les barres noires localisent les dykes sédimentaires d'après Winslow (1983) et Diraison *et al.* (1997).

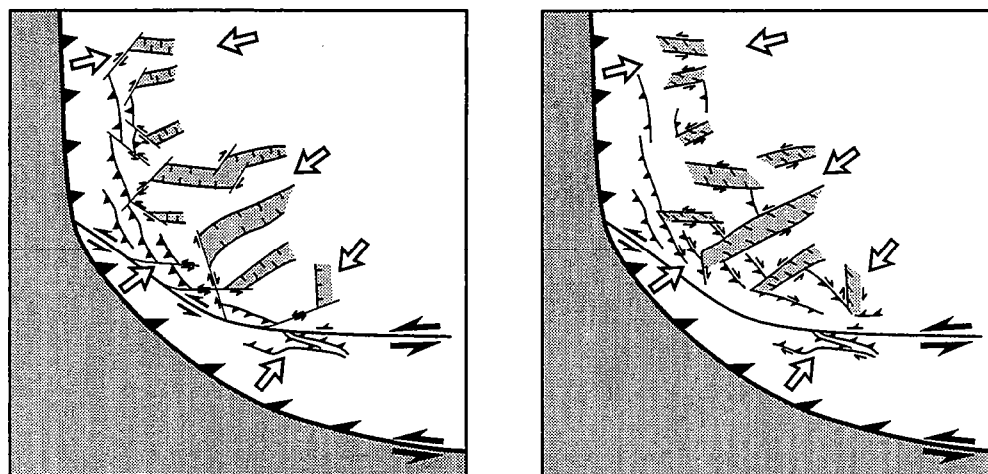


Figure V.2. Modèles de transition entre les domaines compressif et extensif dans la ceinture d'avant-pays plissée. a) La transition entre chevauchements et rifts s'effectue par l'intermédiaire d'une zone affectée par des décrochements conjugués. b) Les bordures de rifts présentent des composantes décrochantes et jouent ainsi le rôle de zones de transfert.

Dans la province de Santa Cruz, nous avons montré que la mise en place du pluton granitique du Fitzroy, datée à 18 Ma (Nullo *et al.*, 1978) est synchrone d'une déformation transpressive dextre (Fig. 9, § IV.2). Certains dykes volcaniques pliocènes qui intrudent les séries sédimentaires présentent des rejets qui indiquent un léger raccourcissement E-O, néanmoins la discordance entre les plateaux basaltiques et les séries sous-jacentes indique que l'essentiel de la déformation est anté-Pliocène. Dans la zone axiale du bassin, Winslow (1981) note que la déformation de la ceinture d'avant-pays plissée cesse de manière diachrone du SW vers le NE; les dernières structures compressives affectant la zone frontale sont ainsi datées du Pliocène. En Terre de Feu argentine, des données de sub-surface nous ont permis de confirmer que les plis et chevauchements qui affectent la zone frontale de la ceinture d'avant-pays plissée sont actifs au moins jusqu'au Miocène (Fig. 6, § IV.1). Ainsi, si l'Oligocène semble marquer la fin de la compression andine dans la ceinture plissée au front de la cordillère (Alvarez-Marrón *et al.*, 1993; Klepeis, 1994a), cette compression se poursuit en fait plus avant dans le bassin pendant tout le Néogène et ce jusqu'au Pliocène voire jusqu'à l'actuel.

Structures extensives

L'imagerie satellitaire et la topographie numérique associées à des observations de terrain nous ont permis, dans un premier temps, de mettre en évidence des rifts affectant le bassin de Magellan dans sa zone axiale (cf. Annexe-III.1). Ces rifts, disposés radialement, sont orientés sub-perpendiculairement à la cordillère; l'exemple le plus frappant de ce système est représenté par la partie nord-est du détroit de Magellan qui sépare la Terre de Feu du continent (Fig. 3, Annexe-III.1).

Des données de sub-surface (sismique réflexion pétrolière) nous ont permis de confirmer la présence de ces rifts en Terre de Feu (Fig. 8, § IV.1). D'autre part, comme le décrit Borrello (1962), nous avons pu observer, en Terre de Feu argentine, la présence de nombreux dykes sédimentaires (Fig. 9, § IV.1). Ces dykes présentent une direction de mise en place préférentielle, perpendiculaire aux chevauchements et parallèle aux rifts (Fig. 10, § IV.1). Winslow (1983), ayant mis en évidence le même type de dykes sédimentaires dans le secteur chilien (Fig. V.1), suggère un mécanisme de mise en place associé au fonctionnement de chevauchements qui engendrent des surpressions de fluides; les dykes s'intrudent ainsi dans le compartiment supérieur du chevauchement. Cependant, en Terre de Feu argentine, on observe ce type de dykes dans les séries cénozoïques peu déformées, situées en avant de la zone frontale de la ceinture plissée (cf. § IV.1). Nous suggérons que dans ce secteur, la mise en place des dykes sédimentaires s'effectue préférentiellement, après une migration des fluides, le long des diaclases qui sont parallèles aux rifts du fait de la composante extensive régionale.

L'extension qui affecte le bassin de Magellan n'est donc pas uniquement localisée à sa zone axiale mais elle s'observe également en Terre de Feu.

D'autre part, au niveau du transect réalisé dans la province de Santa Cruz (cf. § IV.2), la présence des lacs Viedma et Argentino, qui constituent d'importantes dépressions sub-perpendiculaires à la direction de la cordillère (Fig. 3, § IV.2), nous incite à penser qu'une extension longitudinale affecte également ce secteur du bassin. Cependant, hormis cette expression topographique, peu de données étayent cette hypothèse.

Si nous avons pu montrer, à partir de données de surface (Fig. 8, § IV.1), que l'extension dans le bassin de Magellan est au moins active du Néogène à l'actuel (cf. § IV.1), il n'est pas exclu qu'elle se soit initiée préalablement pendant le Paléogène ou même pendant le Crétacé supérieur. En effet, la zone de décrochement senestre qui forme la limite sud de la plaque Amérique du Sud fonctionne depuis au moins 80 Ma (Cunningham *et al.*, 1995) ce qui implique un contexte cinématique sensiblement identique au contexte actuel pendant tout le Cénozoïque au minimum. D'autre part, dans le secteur chilien, Winslow (1983) montre que le matériel constitutif des dykes sédimentaires est sensiblement du même âge, Crétacé supérieur, que les séries intrudées. Cette observation suggère un mécanisme de mise en place des dykes identique à celui décrit précédemment le long de diaclases perpendiculaires à la direction d'extension régionale, dès le Crétacé supérieur.

Le contexte extensif longitudinal semble donc dominer dans le bassin de Magellan, au moins dans sa zone axiale et en Terre de Feu. Dans ce contexte, le problème, évoqué dans le chapitre II.4, de la mise en place des séries basaltiques plio-pléistocènes situées à l'Ouest de Río Gallegos, revêt un intérêt particulier. En effet, si la mise en place des basaltes néogènes situés dans le secteur NO du bassin s'explique assez bien en faisant intervenir l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique (cf. § I.2.2.3; Thorkelson, 1996; Gorrington *et al.*, 1997), les basaltes de "Río Gallegos" s'intègrent plus difficilement dans un tel modèle. En comparant les planches hors-texte n°1 et n°2, on s'aperçoit que les épanchements basaltiques sont en fait localisés dans un des rifts du bassin de Magellan. D'autre part, on observe cartographiquement (Suárez, 1980) que les centres d'émission au SO de Río Gallegos s'alignent le long d'une bordure de rift. Il semble donc probable que la remontée de magma soit liée à l'extension qui affecte ce secteur du bassin.

Transition entre chevauchements et rifts dans l'avant-pays

Nous avons pu mettre en évidence que le développement des rifts et des chevauchements est contemporain au niveau de la zone frontale de la ceinture d'avant-

pays plissée (cf. § IV.1). Un des mécanismes envisageables pour expliquer le passage entre domaine en compression et domaine en extension dans l'avant-pays, consiste à considérer une zone de transition affectée par des systèmes de décrochements conjugués (Fig. V.2a). La présence d'une telle zone de transition semble compatible avec les mesures de plans striés, qui révèlent une forte proportion de failles présentant une composante décrochante (Fig. 7, Annexe III-2 et Annexe 2).

Des mesures de plans striés, réalisées le long des bordures de rifts, montrent que ces failles ne sont généralement pas purement normales mais qu'elles présentent également une composante décrochante. Ces observations nous incitent à penser que ce sont plutôt les bordures de rifts qui jouent le rôle de zone de transfert dans la ceinture plissée (Fig. V.2b). De plus, le pointé d'une ligne sismique, montrant une faille à composante normale qui sépare deux domaines compressifs (Figs. IV.2 et IV.3), semble d'autre part corroborer cette interprétation.

V.1.2. Déformation dans la cordillère des Andes australes

Structures compressives

La fermeture du bassin d'arrière-arc Rocas Verdes marque le début de la compression andine à partir de l'Albien (Dalziel *et al.*, 1974). A cette fermeture, sont associés le début du développement de l'orocline patagonien (Dalziel *et al.*, 1973, Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991) et le soulèvement de la cordillère (Nelson *et al.*, 1980; Nelson, 1982; Kohn *et al.*, 1993, 1995; Mukasa & Dalziel, 1996). La phase de soulèvement principale du dôme métamorphique de la Cordillère se produit entre 80 et 60 Ma, mais se poursuit pendant tout le Cénozoïque (Fig. II.15; Nelson, 1982; Kohn *et al.*, 1995). Ce soulèvement s'effectue par l'intermédiaire de chevauchements crustaux à vergence NNE (Figs. II.17 et II.18; Klepeis, 1994a, Cunningham, 1995). Les mesures de linéations recueillies autour du dôme métamorphique (Fig. II.17; Bruhn, 1979; Klepeis, 1994a), ainsi que celles que nous avons effectuées en Terre de Feu argentine (Fig. V.3), indiquent cependant qu'une composante décrochante senestre était associée à ces chevauchements pendant le Crétacé supérieur. Cette composante est par ailleurs confirmée par la présence de bandes de cisaillement senestres dans la cordillère (Cunningham, 1993).

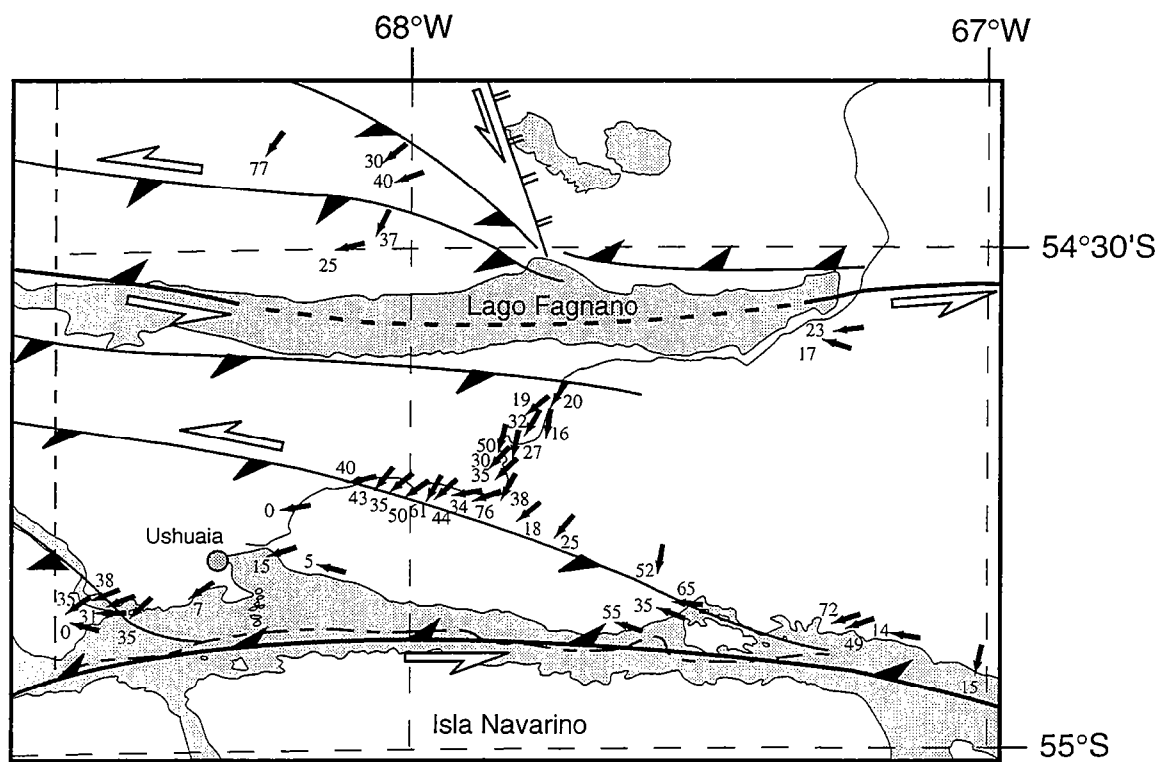


Figure V.3. Carte de linéations d'étirement en Terre de Feu argentine, au NE du dôme métamorphique de la Cordillère Darwin.

Composantes décrochantes le long de la cordillère

La composante décrochante senestre qui affecte la Cordillère Darwin pendant le Crétacé supérieur se retrouve pendant tout le Cénozoïque. Elle est à l'origine des zones de décrochement majeures, orientées E-O, parfaitement visibles sur l'imagerie satellitaire (Fig. IV.1) ou sur la carte topographique numérique (Fig. I.3). Cette composante décrochante est toujours active au Quaternaire, au moins le long du lac Fagnano (Klepeis, 1994b), et s'exprime dans la sismicité enregistrée sur le pourtour de la plaque Scotia (Fig. II.24; Forsyth, 1975). Elle résulte du déplacement de la Péninsule Antarctique par rapport à l'Amérique du Sud depuis 80 Ma, puis du développement de la plaque Scotia (Cunningham, 1995). En Terre de Feu, nous retrouvons cette composante décrochante senestre E-O, fortement exprimée dans l'ensemble des stations de mesures de populations de failles effectuées tant dans la cordillère que dans le bassin (Fig. 7, Annexe-III.2). Cependant, cette composante semble beaucoup mieux exprimée dans la cordillère et au front de la ceinture d'avant-pays plissée que dans le bassin. Ainsi, seuls les chevauchements de socle E-O présentent une composante senestre importante; les chevauchements tégumentaires qui déforment l'avant-pays semblent en effet beaucoup moins décrochants.

Outre cette composante décrochante senestre E-O le long de la Cordillère Darwin, déjà documentée (Cunningham, 1993; Klepeis, 1994b), nous avons mis en évidence la présence d'une composante dextre orientée N-S le long de la Cordillère patagonienne. De la même manière, elle s'exprime fortement dans la cordillère et dans la zone de transition entre cordillère et bassin, mais peu dans le bassin de Magellan. Cette déformation transpressive est active lors de la mise en place du Fitzroy à 18 Ma (cf. § IV.2). La composante décrochante dextre doit être reliée à la direction de convergence oblique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, avant la subduction de la dorsale du Chili (Cande & Leslie, 1986; Pardo-Casas & Molnar, 1987). D'autre part, elle est probablement à l'origine des structures linéaires N-S, qui affectent l'ensemble du batholite côtier le long de la zone de subduction (Fig. I.3). Après la subduction de la dorsale du Chili, qui se produit à 12 Ma dans ce secteur, la composante décrochante doit fortement diminuer, étant donné que la direction de convergence entre Antarctique et Amérique du Sud est quasiment orthogonale à la limite des plaques.

Dans la cordillère, on assiste ainsi probablement à un partitionnement de la déformation, entre de l'épaississement crustal par le jeu de chevauchements et du décrochement sur des failles orientées E-O le long de la Cordillère Darwin et N-S le long de la Cordillère patagonienne. Ce partitionnement est aussi observé plus au Nord dans les Andes patagoniennes (Annexe 1).

V.1.3. Cinématique à la limite entre socle et bassin

Hormis quelques stations de mesures de populations de failles localisées dans la cordillère principale en Terre de Feu argentine, la majeure partie de nos stations étaient situées dans la ceinture d'avant-pays plissée du bassin de Magellan, tout le long de l'orocline patagonien.

Les résultats de l'analyse des populations de failles par la méthode des dièdres droits montrent que les directions principales de raccourcissement sont majoritairement sub-horizontales (Fig. 5 et Appendices A et B, Annexe-III.2) et orientées sub-perpendiculairement à la direction de la cordillère, du lac Buenos Aires au Nord jusqu'en Terre de Feu au Sud (Fig. 5, Annexe-III.2). Les directions principales d'allongement sont également sub-horizontales (Appendix B, Annexe-III.2) et sont tangentes à la direction de la cordillère. Les directions intermédiaires sont de ce fait généralement sub-verticales (Figs. III.4 et III.5). Les quelques directions de raccourcissement et d'allongement mesurées dans les formations paléozoïques de la cordillère étant comparables à celles mesurées dans les formations mésozoïques et surtout cénozoïques, on peut considérer que l'ensemble des directions est représentatif de la déformation andine (cf. § III.2.3).

D'autre part, l'étude détaillée de l'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible (ASM) dans la ceinture d'avant-pays plissée, nous a permis de montrer la relation directe entre l'ASM et le champ de déformation régional (Fig. III.10). Les résultats des mesures d'ASM nous ont ainsi permis de confirmer les directions principales de raccourcissement définies par la méthode des dièdres droits (Fig. III.11 et Annexe 3). Ils nous ont par ailleurs permis de montrer que ces directions étaient bien liées à la compression andine, étant donné l'âge des formations échantillonnées (Crétacé supérieur dans la zone axiale et Cénozoïque en Terre de Feu). De plus, ces résultats montrent que dans la zone axiale du bassin, cette compression a été active au moins jusqu'au Miocène (cf. résultats des sites 7 et surtout 8, Tab. III.2, Fig. III.11 et Annexe 3).

Si de telles directions ne sont pas caractéristiques de domaines où se produisent, d'une part de l'épaississement crustal pur, lié aux fonctionnements de chevauchements dans la cordillère et, d'autre part une extension pure, en relation avec le système de rifts dans le bassin, elles peuvent néanmoins résulter de la combinaison de ces deux processus. Ceci semble d'autant plus justifié que l'essentiel des mesures ont été effectuées dans le secteur de la ceinture d'avant-pays plissée, où se produit la transition entre structures compressives et extensives. De telles directions principales de déformation sont théoriquement associées à un contexte décrochant; or nous avons pu constater que bon nombre des mesures de plans striés présentent une forte composante

décrochante (cf. Annexe 2). Cependant ces directions n'expliquent pas à elles seules la présence des rifts dans le bassin dont le développement est incompatible avec de la transpression ou du cisaillement simple. Le contexte tectonique particulier de ce secteur doit également être pris en considération. D'autre part, l'héritage structural joue certainement un rôle très important. Les structures compressives et de la foliation associée pré-Mésozoïque ont été souvent réactivées pendant l'histoire extensive mésozoïque formant ainsi un réseau principal de grabens ou de demi-grabens orienté NNO (cf. § II.2; Uliana & Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Urien *et al.*, 1995). Lors de la compression andine, ces mêmes structures extensives mésozoïques ont sûrement été réactivées au sein de la cordillère. Le contexte décrochant régional a dû faciliter d'autant plus cette réactivation. Dans le bassin, l'inversion des failles normales mésozoïques est peu ou très faiblement marquée, ceci étant probablement dû à la présence des pélites du Crétacé inférieur, qui constituent un très bon niveau de décollement où s'enracine la majeure partie des chevauchements (Fig. 6, § IV.1). Malgré une direction d'extension néogène sub-perpendiculaire à celle du Mésozoïque, il est possible que les rifts actuels réactivent des structures secondaires du Jurassique ou contemporaines des premiers stades de la dislocation du Gondwana au Trias.

L'analyse des populations de failles nous a également permis d'estimer la forme de l'ellipsoïde de déformation. A l'exception de trois ellipsoïdes de type constrictif, tous les autres (81) varient entre la déformation plane et l'aplatissement (Fig. 6, Annexe-III.2 et Annexe 2). Les mesures d'ASM qui permettent également de définir la forme d'un tel ellipsoïde ont permis de confirmer les estimations issues de la méthode des dièdres droits (Fig. III.9). Ces résultats sont compatibles avec des exemples naturels (Cobbold *et al.*, 1991) ou des modèles numériques (Merle & Gapais, 1997) qui montrent qu'une combinaison de chevauchements et de décrochements aboutit à des ellipsoïdes de déformation de type aplatissement ou déformation plane.

De plus, une certaine zonation régionale a été mise en évidence le long de l'orocline patagonien (Fig. 6f, Annexe-III.2). Les cas de déformation plane semblent en effet être majoritaires le long de la Cordillère Darwin, tandis que le long de la Cordillère patagonienne, ce sont les cas d'aplatissement qui dominent. Cette zonation reflète probablement une contribution différente de la composante décrochante dans les deux secteurs. Le contexte tectonique le long de la bordure méridionale du continent étant nettement plus décrochant que le long de sa bordure occidentale, il semble en effet cohérent d'observer de la déformation plane le long de la Cordillère Darwin et de l'aplatissement le long de la Cordillère patagonienne.

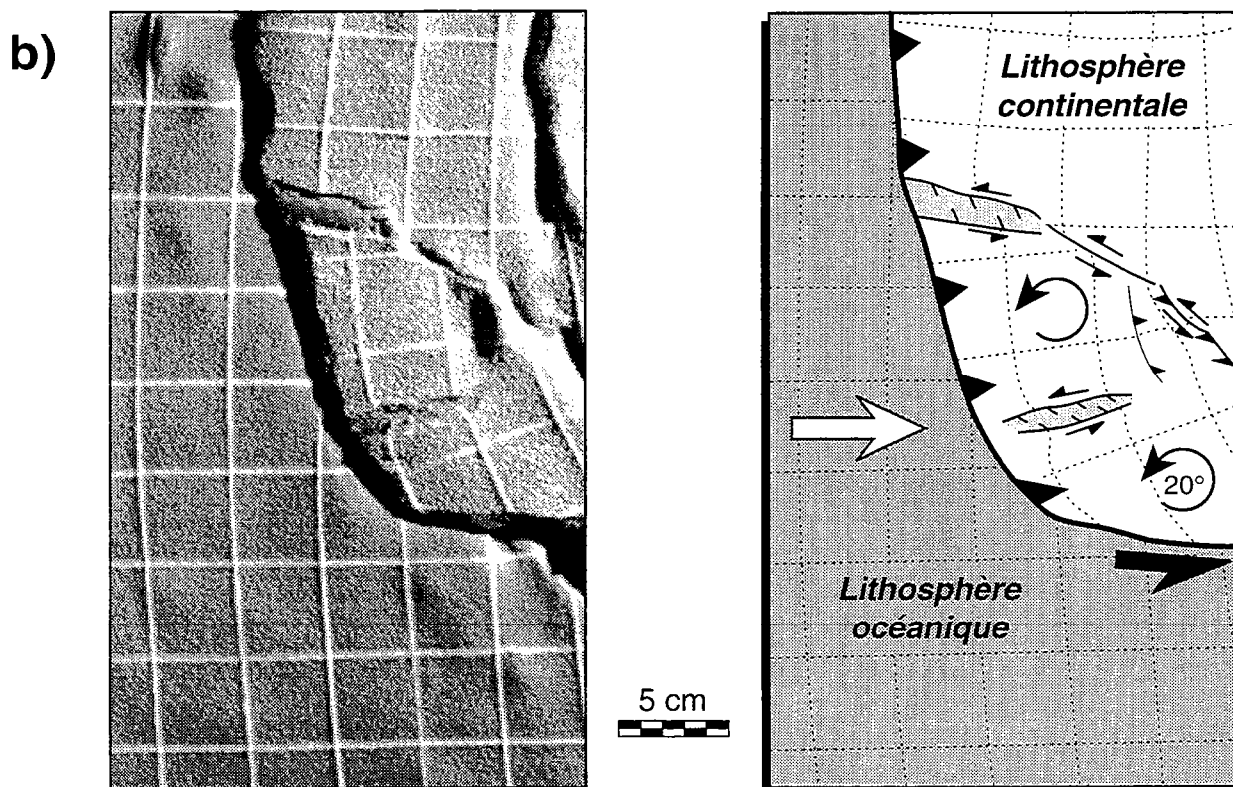
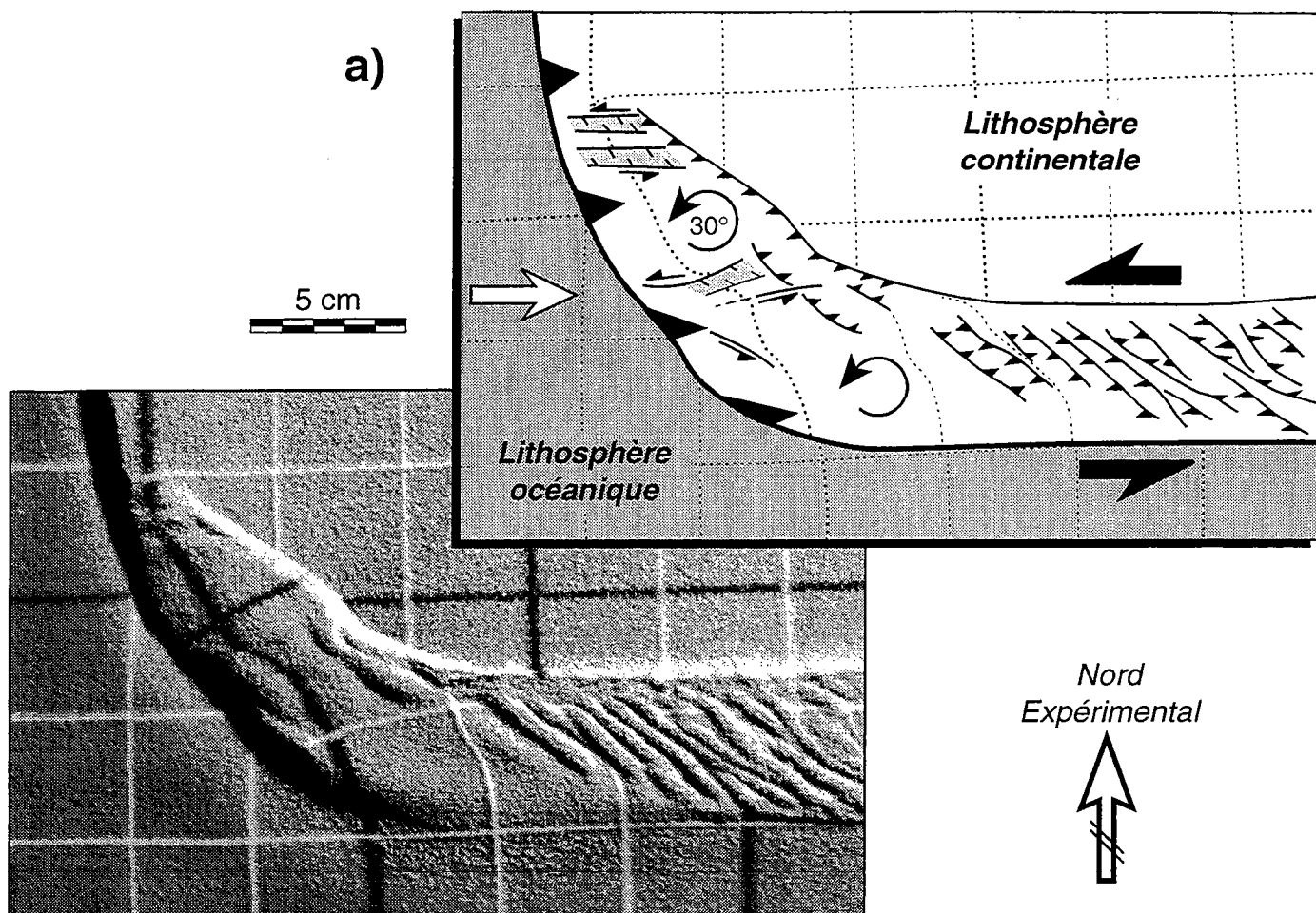


Figure V.4. Détails et interprétations de la zone de transition entre subduction et décrochement le long des bordures occidentales et méridionales du continent pour deux modèles analogiques. Les flèches blanches montrent la direction de convergence entre lithosphères océanique et continentale. Les flèches circulaires noires indiquent les sens de rotation des blocs sur lesquelles elles sont centrées.

V.2. Modélisation analogique d'un orocline simple

Le champ de déformation observé dans le bassin de Magellan et dans les Andes australes est inhabituel, de par la présence de rifts disposés radialement au cœur de l'orocline patagonien. Si le contexte cinématique des plaques actuel permet d'expliquer leur présence, les conditions aux limites restent relativement complexes, et il semble difficile au premier abord de déterminer les rôles respectifs de l'*effet de coin* (transition progressive entre subduction le long de la bordure occidentale du continent et décrochement le long de sa bordure méridionale) et de la subduction de la dorsale du Chili.

Nos modèles analogiques représentent le cas d'un orocline simple (Fig. 8, Annexe-III.2). Les expériences ont été menées dans le but d'observer les influences de l'effet de coin, lié à la transition entre subduction et décrochement. Le processus de subduction de la dorsale océanique du Chili a été occulté, du fait de la complexité de mise en œuvre et surtout de l'impossibilité d'intégrer les influences thermiques, qui jouent certainement un rôle prépondérant. D'autre part, les processus d'érosion de la chaîne et de sédimentation associée dans le bassin d'avant-pays ne sont pas intégrés, à cause de l'échelle de nos modèles.

Cette approche par modélisation analogique a constitué un outil particulièrement intéressant, afin de comprendre et d'interpréter certaines structures observables dans le bassin de Magellan et dans les Andes australes. En effet, malgré des conditions aux limites très simplifiées, nombre de similitudes peuvent être observées entre le champ de déformation obtenu dans les modèles et celui du cas naturel.

(1) Une coupe d'une expérience montre que le plongement du plan de subduction est de l'ordre de 30° (Figs. 9e et 9f, Annexe-III.2), ce qui constitue une inclinaison communément admise pour le cas des subductions de type Chili.

(2) Le long de la marge sud du continent, un réseau de plis et de chevauchements se développe dans une bande de cisaillement senestre (Fig. V.3a). L'orientation de ces structures est compatible avec une direction de raccourcissement SO-NE, ce qui correspond à la direction déterminée par l'analyse de populations de failles en Terre de Feu (Fig. 5, Annexe-III.2 et Fig. V.1).

(3) Dans les expériences analogiques, des rotations de blocs, anti-horaires autour d'axes verticaux, sont observées au niveau du coin SO de la lithosphère continentale (Figs. 9 et 10, Annexe-III.2 et Fig. V.3). Bien que l'amplitude de ces rotations (20 à 30° , Fig. V.3) varie en fonction des conditions initiales et de la durée de l'expérience, le sens de rotation est comparable à celui mesuré le long de l'orocline patagonien (Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991).

(4) La bordure continentale des modèles est affectée par des rifts (Figs. 9 et 10, Annexe-III.2 et Fig. V.3). Le nombre et la largeur de ces rifts dépendent également des conditions expérimentales initiales, mais leurs directions sub-perpendiculaires à la limite océan/continent sont identiques à celles qui peuvent être observées dans le bassin de Magellan (Fig V.1).

(5) Dans les modèles, les bordures de rifts présentent des composantes décrochantes senestres (Figs. 9 et 10, Annexe-III.2 et Fig. V.3). Cette observation semble confirmer le rôle de zones de transfert que nous suggérons pour les bordures de rifts dans la ceinture d'avant-pays plissée.

Quelques différences importantes sont néanmoins observables entre les modèles et le cas naturel. En effet, n'ayant pas appliqué de convergence oblique entre les plaques océanique et continentale le long de la bordure occidentale du continent, aucune composante décrochante dextre n'apparaît. D'autre part, hormis une flexuration lithosphérique, aucune structure compressive (plis ou chevauchements) ne se développe le long de cette même bordure occidentale dans nos modèles (Figs. 9 et 10, Annexe-III.2 et Fig. V.3). Dans les expériences, les rifts se développent jusqu'à la zone de subduction, ce qui ne semble pas être le cas en Patagonie.

La subduction de la dorsale du Chili, que nous n'avons pas modélisée, reste néanmoins un paramètre important à l'échelle de la déformation de la lithosphère continentale patagonienne. En effet, cette subduction a des conséquences directes sur le volcanisme de la Patagonie (Forsythe *et al.*, 1986; Ramos & Kay, 1992; Thorkelson, 1996; Gorrington *et al.*, 1997), ainsi que sur la déformation de la bordure continentale (Cande *et al.*, 1987). D'autre part, il n'est pas exclu que la forte diminution du taux de convergence entre la plaque Amérique du Sud et les plaques océaniques adjacentes (Nazca et Antarctique), associée à cette subduction, ait aussi des conséquences régionales. Dans un tel contexte, il est en effet tout à fait envisageable d'aboutir à une extension régionale généralisée (post-orogénique) comme dans le cas de la Grèce (cf. Gautier, 1995). Cependant, l'extension, mise en évidence jusqu'à présent, n'affecte pas le domaine épaissi que constitue la cordillère, mais uniquement le bassin de Magellan.

V.3. Contexte géodynamique de la bordure australe de l'Amérique du Sud depuis le Mésozoïque

Si les données paléomagnétiques montrent des rotations anti-horaires de l'ordre de 90° de la Cordillère Darwin depuis le Jurassique (Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991), peu de modèles intègrent ces résultats dans les tentatives de reconstructions paléogéographiques de ce secteur. Nous avons tenté d'effectuer une reconstruction concernant l'évolution de la bordure australe de l'Amérique du Sud, en y associant l'histoire de la Péninsule Antarctique et le développement de la plaque de Scotia (Fig. V.5).

Au Crétacé supérieur (120 Ma, Fig. V.5a), nous considérons que l'arc magmatique qui borde cette marge du "Gondwana" est sub-rectiligne, compte tenu des rotations observées le long de la Cordillère Darwin (Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991) et dans la Péninsule Antarctique (Grunow *et al.*, 1987; Divenere *et al.*, 1996). A cette époque, le bassin marginal d'arrière-arc est complètement ouvert et connecté à la Mer de Weddell.

Entre 120 et 90 Ma (Fig. V.5b), la remontée vers le Nord de la Péninsule Antarctique, sa collision avec la Terre de Feu et le début de sa rotation horaire, conduisent à la fermeture progressive du bassin Rocas Verdes et au début du développement du bassin d'avant-pays de Magellan (Dalziel *et al.*, 1974; Dalziel, 1981; Bruhn & Dalziel, 1981; Winslow, 1981). A 90 Ma, la composante décrochante entre Amérique du Sud et Péninsule Antarctique s'initie (Cunningham *et al.*, 1995).

Entre 90 et 50 Ma, (Fig. V.5c) le mouvement relatif senestre entre Amérique du Sud et Péninsule Antarctique se poursuit, ainsi que les rotations, respectivement anti-horaire et horaire, de la Cordillère Darwin et de la Péninsule Antarctique (Cunningham *et al.*, 1995). La cordillère et les ophiolites du bassin Rocas Verdes sont en phase principale de soulèvement (Nelson, 1982; Kohn *et al.*, 1995). Le bassin de Magellan se développe et le front de déformation ainsi que les dépôcentres migrent progressivement vers le NE (Winslow, 1981, 1982; Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991). Pendant cette période, la composante décrochante senestre, qui affecte l'ensemble de la bordure sud du continent Amérique du Sud, migre probablement comme le front de déformation vers le NNE, créant ainsi une succession de zones de décrochements majeures de direction E-O (Cunningham, 1995).

Entre 50 et 30 Ma (Fig. V.5d), la Péninsule Antarctique poursuit son mouvement relatif vers l'Est. A 30 Ma, la séparation de la Péninsule Antarctique de la Terre de Feu s'initie et la croissance associée de la plaque Scotia commence (Barker & Hill, 1981, Lawver *et al.*, 1985). Ce développement de la plaque Scotia entraîne le début de la

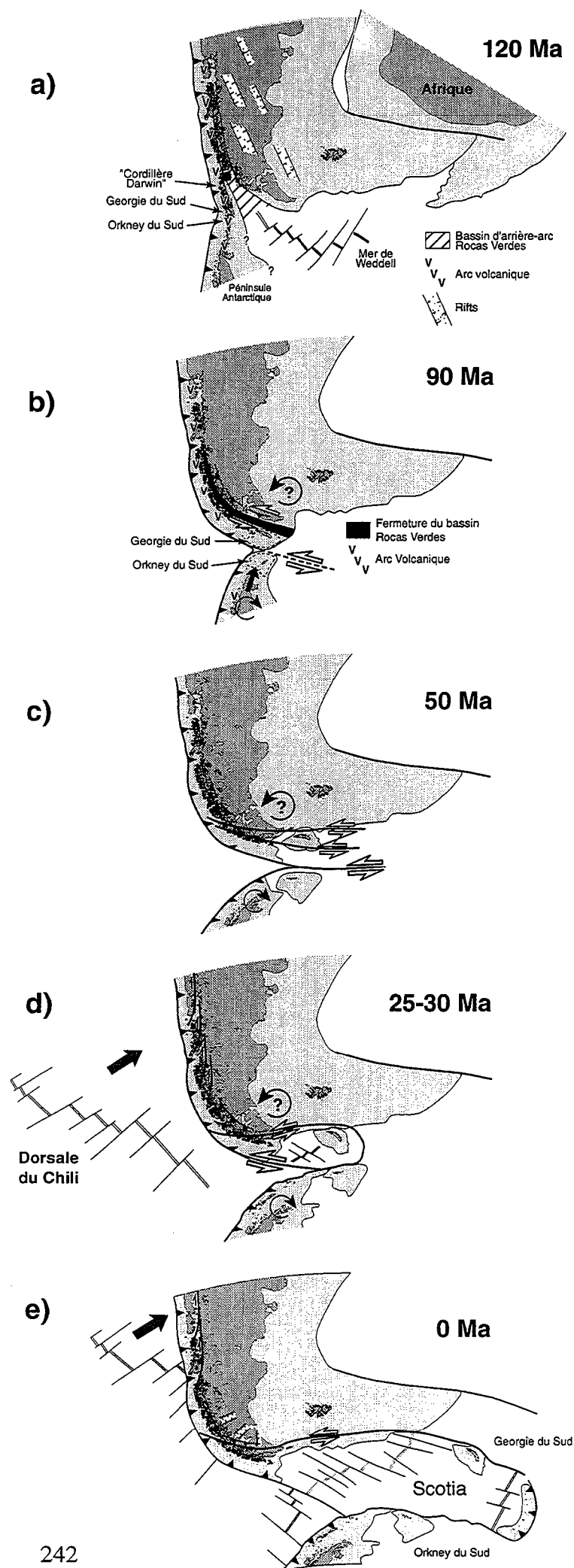


Figure V.5. Modèle d'évolution de l'orocline patagonien associé à celle de la Péninsule Antarctique, de 120 Ma à l'actuel (stades a à e). Les flèches blanches représentent les zones de décrochements principales. Les flèches circulaires noires indiquent les rotations ou possibles rotations de blocs. Les doubles traits figurent des dorsales océaniques. Pour plus de détails concernant l'évolution de ce secteur, se référer au texte.

migration vers l'Est des îles Géorgie du Sud. Les directions de convergence entre plaque océanique et plaque Amérique du Sud engendrent probablement un partitionnement de la déformation entre chevauchements et décrochements dextres parallèles à la cordillère le long de la bordure occidentale du continent.

Entre 25-30 Ma et l'actuel (Fig. V.5e), les déplacements qui se sont initiés à 30 Ma se poursuivent. A 8 Ma, l'activité de la dorsale "Ouest" de la plaque Scotia s'arrête; la poursuite du développement de la plaque est due à la naissance d'une nouvelle dorsale océanique à l'Est, à l'aplomb de la subduction des îles Sandwich du Sud.

Dans ce schéma simpliste, nous présentons également une rotation anti-horaire de l'ensemble de la Terre de Feu, incluant l'extrémité est du bassin de Magellan, rotation que nous suggérons plus ou moins continue et associée au développement de l'orocline patagonien depuis le Crétacé supérieur. L'absence d'un fort gradient de déformation dans la cordillère et dans le bassin pourrait être partiellement due à une telle rotation.

Nous avons montré que le développement des rifts disposés radialement dans le bassin de Magellan est pour le moins Néogène (cf. § IV.1). Cependant, le modèle d'évolution révèle que le contexte tectonique de l'extrémité sud de la Patagonie associe subduction et décrochement le long des bordures occidentale et méridionale du continent depuis le Paléogène voire Crétacé supérieur. Dans un tel contexte, il ne semble pas exclu que l'extension longitudinale, observée dans le bassin de Magellan, se soit initiée avant le Néogène.

Conclusions

Les données structurales et les résultats de l'analyse cinématique présentés dans ce travail apportent de nouvelles contraintes, quant à l'évolution tectonique et à la cinématique cénozoïque du bassin de Magellan et de l'orocline patagonien.

Champ de déformation et cinématique cénozoïque

Dans le contexte cinématique particulier de la Patagonie, de nombreux travaux antérieurs ont permis de caractériser le champ de déformation associé au développement de l'orocline patagonien depuis le Crétacé supérieur. Les structures compressives, affectant la cordillère principale et l'avant-pays du bassin de Magellan, ont ainsi été largement documentées, tout comme la composante décrochante senestre qui affecte la bordure sud du continent depuis la même époque. Il est maintenant admis que la propagation du front de déformation andin vers l'avant-pays est associée à une migration des dépôcentres du bassin du SO vers le NE pendant le Crétacé supérieur et le Cénozoïque.

Notre étude structurale a permis de mettre en évidence une composante décrochante dextre, le long de la bordure occidentale du continent, et surtout un système de rifts disposés radialement dans la zone axiale du bassin de Magellan et en Terre de Feu.

Dans les modèles analogiques que nous avons réalisés, un système de rifts similaire se développe : il s'étend jusqu'à la zone de subduction. Nos observations de terrain ne reflètent pas la présence d'une telle extension longitudinale dans la cordillère principale : les rifts semblent plutôt s'amortir le long des zones de décrochement principales. Une étude détaillée dans la cordillère est donc nécessaire afin de préciser le devenir de ces rifts.

Par comparaison entre les résultats de la modélisation analogique et le cas naturel, et du fait de la présence de rifts dans la zone axiale du bassin, nous proposons que des rotations de blocs anti-horaires affectent l'ensemble de la plate-forme continentale sud-américaine à son extrémité sud-est, y compris une partie du bassin de Magellan. Afin de confirmer ces rotations, nous avons donc entrepris une étude paléomagnétique sur les séries sédimentaires du bassin de Magellan tout le long de l'arc et particulièrement sur les sédiments cénozoïques en Terre de Feu. Compte tenu des mauvaises propriétés magnétiques de ces séries cénozoïques, cette étude devrait être envisagée sur des échantillons des séries du Crétacé inférieur voire du Jurassique.

En résumé, le champ de déformation de la ceinture d'avant-pays plissée est donc caractérisé par (1) des structures compressives (chevauchements et plis) parallèles à la cordillère, (2) des décrochements majeurs senestres le long de la Cordillère Darwin orientée E-O, (3) des décrochements dextres le long de la Cordillère patagonienne orientée N-S et (4) un système de rifts sub-perpendiculaires à la cordillère.

Les résultats de l'analyse des populations de failles sont cohérents avec ceux issus de l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible. Ces études, réalisées principalement dans la ceinture d'avant-pays plissée à la transition entre le bassin de Magellan et la cordillère principale, indiquent que, pendant le Cénozoïque, les directions principales de raccourcissement sont sub-horizontales et sub-perpendiculaires à l'orientation de la cordillère tout le long de l'orocline patagonien. Les directions principales d'étirement sont également sub-horizontales et sont tangentes à l'orocline.

Ces résultats cinématiques sont compatibles avec le réseau de structures mis en évidence. Ils peuvent en effet résulter d'une combinaison entre de l'épaississement crustal dans la cordillère et de l'extension longitudinale dans le bassin.

Au niveau de la zone frontale de la ceinture plissée, la transition entre systèmes de chevauchements et rifts, qui se développent tous deux pendant le Néogène, voire pendant tout le Cénozoïque, s'effectue le long des bordures de rifts qui jouent le rôle de zones de transfert.

Genèse de l'orocline patagonien et du bassin de Magellan

Le développement de l'orocline patagonien, qui est associé au début de l'orogénèse andine depuis le Crétacé supérieur, s'effectue par l'intermédiaire d'une transition progressive entre une zone de subduction le long de la bordure occidentale du continent et une zone de décrochement senestre le long de sa bordure méridionale. L'évolution du bassin d'avant-pays de Magellan est en relation directe avec l'histoire de l'orocline.

L'influence d'une telle transition entre subduction et décrochement sur la déformation de la lithosphère continentale a été étudiée par modélisation analogique d'un orocline simple. Les modèles réalisés, qui ne constituent qu'une première approche, ne prennent pas en compte le processus de subduction de la dorsale du Chili, qui se produit depuis 14 Ma le long de la bordure occidentale du continent. De nouvelles expériences, utilisant des matériaux dont la rhéologie dépend de la température, afin de tenir compte de des effets thermiques, seraient nécessaires pour étudier les conséquences d'une telle subduction.

Néanmoins, le champ de déformation modélisé dans le cadre de ce travail présente nombre de similitudes avec le cas naturel : un angle de plongement de la plaque océanique de l'ordre de 30° , une déformation compressive compatible avec une direction de raccourcissement SO-NE le long de la bordure sud du continent, une flexuration de la lithosphère le long de la bordure occidentale du continent, des rotations anti-horaires de blocs autour d'axes verticaux dans la zone de transition et des rifts sub-perpendiculaires à la limite entre continent et océan qui accommodent les rotations.

L'effet de coin, associé à la présence d'une telle zone de transition entre subduction et décrochement, semble donc une condition suffisante au développement de la plupart des structures majeures, caractéristiques du bassin de Magellan et des Andes australes.

Annexes

Annexe 1

Publication :

**Transpression néogène dextre due à la convergence oblique
dans le nord-ouest des Andes patagoniennes, Argentine**

A-1. Transpression néogène dextre due à la convergence oblique dans le nord-ouest des Andes patagoniennes, Argentine

A-1.1. Résumé

Entre Bariloche (41°S) et El Bolsón (42°S), les sédiments néogènes du bassin d'avant-pays Ñirihuau sont chevauchés vers l'Ouest par le socle de la Cordillère andine. Au Nord de Bariloche (40°-41°S), les séries volcanoclastiques paléogènes intégrées à la cordillère principale montrent une déformation néogène. A l'échelle régionale, la superposition de cartes géologiques et de données topographiques numériques révèle la tectonique néogène de la zone étudiée. A l'affleurement, les données de failles fournissent des informations sur la proportion relative de chevauchements et de décrochements. Dans le secteur considéré, les chevauchements et rétro-chevauchements majeurs sont orientés NO-SE et forment les limites des bassins compressifs cénozoïques. Certaines de ces structures sont des grabens d'âge Mésozoïque inversés. Les décrochements dominants sont dextres et sont globalement orientés Nord-Sud, parallèlement à la cordillère. Les décrochements conjugués sénestres sont en général orientés Est-Ouest. A l'échelle régionale, les directions principales de raccourcissement, obtenues à partir des populations de failles, sont orientées NE dans les zones où les chevauchements prédominent mais elles se ré-orientent vers le Nord le long des zones plus décrochantes. Ces résultats indiquent un partitionnement de la déformation, mais ils sont globalement compatibles avec la direction de convergence oblique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Ce style tectonique semble s'être maintenu pendant tout le Néogène.

A-1.2. Article

Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina

Article soumis au *Journal of South American Earth Sciences* (Septembre 1997).

Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina

M. Diraison¹, P.R. Cobbold¹, E.A. Rossello², and A.J. Amos³

¹ Géosciences-Rennes (UPR 4661 - CNRS), Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France.

² CONICET and Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, República Argentina.

³ PROGEBA, Apartado n° 47, 8400 San Carlos de Bariloche, República Argentina.

ABSTRACT

Between Bariloche (41°S) and El Bolsón (42°S), Neogene sediments of the Ñirihuau foreland basin have been thrust westwards beneath basement rocks of the Andean cordillera. North of Bariloche (40°-41°S), Paleogene volcanoclastic rocks within the main cordillera show Neogene deformation. The large-scale Neogene tectonics of the area are revealed by superimposing geological maps and digital topographic data. At outcrop, fault-slip data provide information on the relative amounts of crustal thickening and strike-slip faulting. Throughout the area, major reverse faults and thrusts trend northwest, forming the edges to Cenozoic basins of foreland or ramp styles. Some of these are inverted grabens of Mesozoic age. The dominant strike-slip faults are right-lateral and trend nearly north, parallel to the cordillera. Conjugate left-lateral faults trend nearly east. At regional scale, from the fault-slip data, the principal direction of shortening is northeast, in areas where thrusts predominate; but swings around to north in areas where strike-slip faults predominate. Thus the results indicate a degree of strain partitioning, but they are broadly compatible with the oblique direction of convergence between the Nazca and South-American plates. This tectonic style seems to have lasted throughout the Neogene.

RESUMEN

Entre las localidades de Bariloche (41°S) y El Bolsón (42°S), sedimentos neógenos de la cuenca de antepaís Ñirihuau han sido cabalgados desde el oeste por el basamento de la Cordillera de los Andes. Al norte de Bariloche (40°-41°S), volcanoclastitas paleógenas de la Cordillera también muestran deformación. La tectónica neógena de gran escala se destaca por la superposición de mapas geológicos y topográficos digitalizados. A la

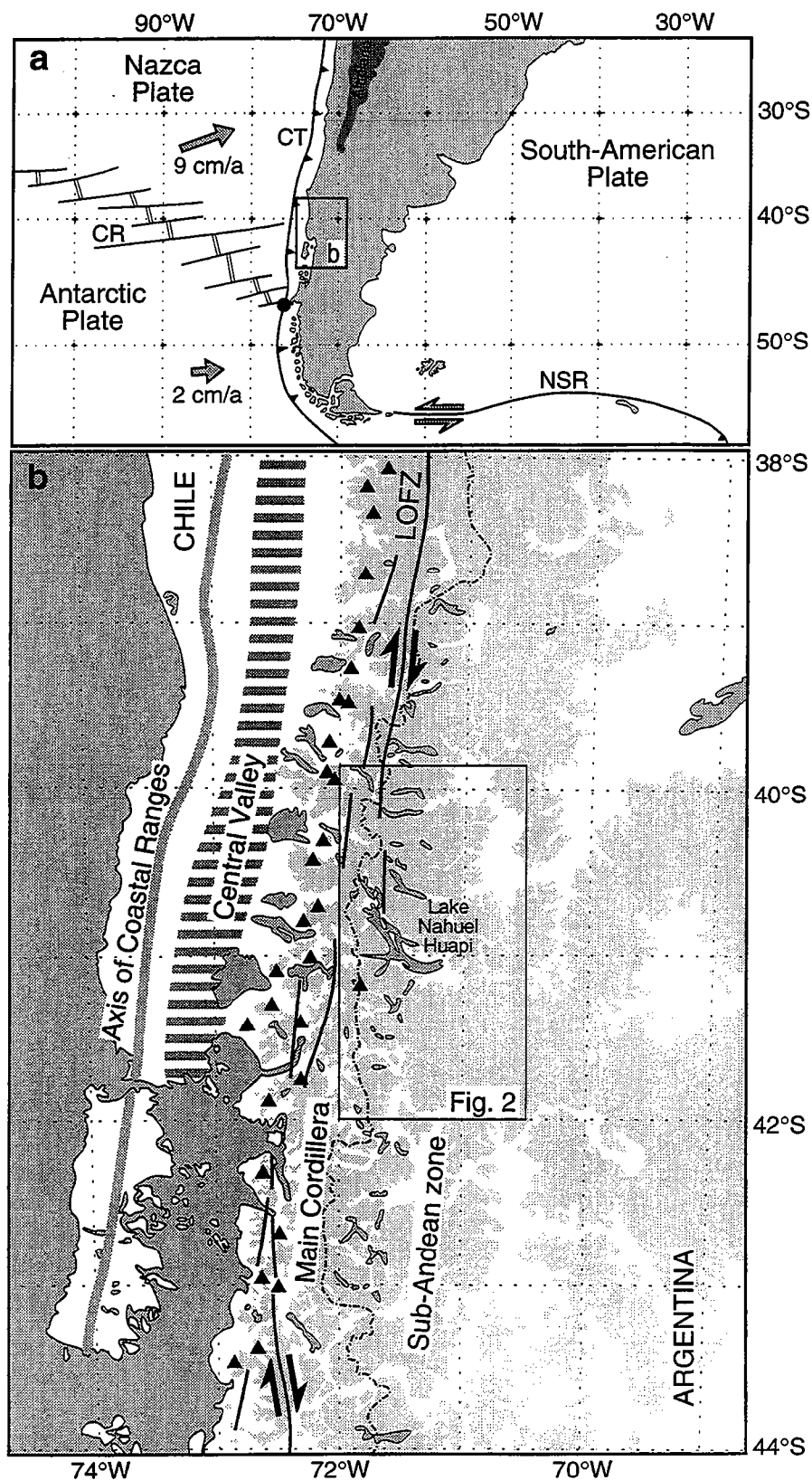


Figure 1. Tectonic setting of area studied. **a.** Tectonic setting of southern South America with adjacent oceanic plates. Gray arrows indicate current motions of oceanic plates relative to South America, according to global model NUVEL-1 (Gripp and Gordon, 1990). Tectonic features are Chile Ridge (CR), Chile Trench (CT), and North Scotia Ridge (NSR). The black point shows the Chile triple junction point. Dark gray indicates the southern end of the Altiplano. **b.** Map of northwestern Patagonia showing the Coastal Ranges (thick gray line), the Central Valley (dashed zone), the main Andean cordillera and the Sub-Andean zone. Gray shows altitudes over 1000 m. Solid triangles indicate volcanoes. Black segments show the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), as located on Landsat images (after Dewey and Lamb, 1992).

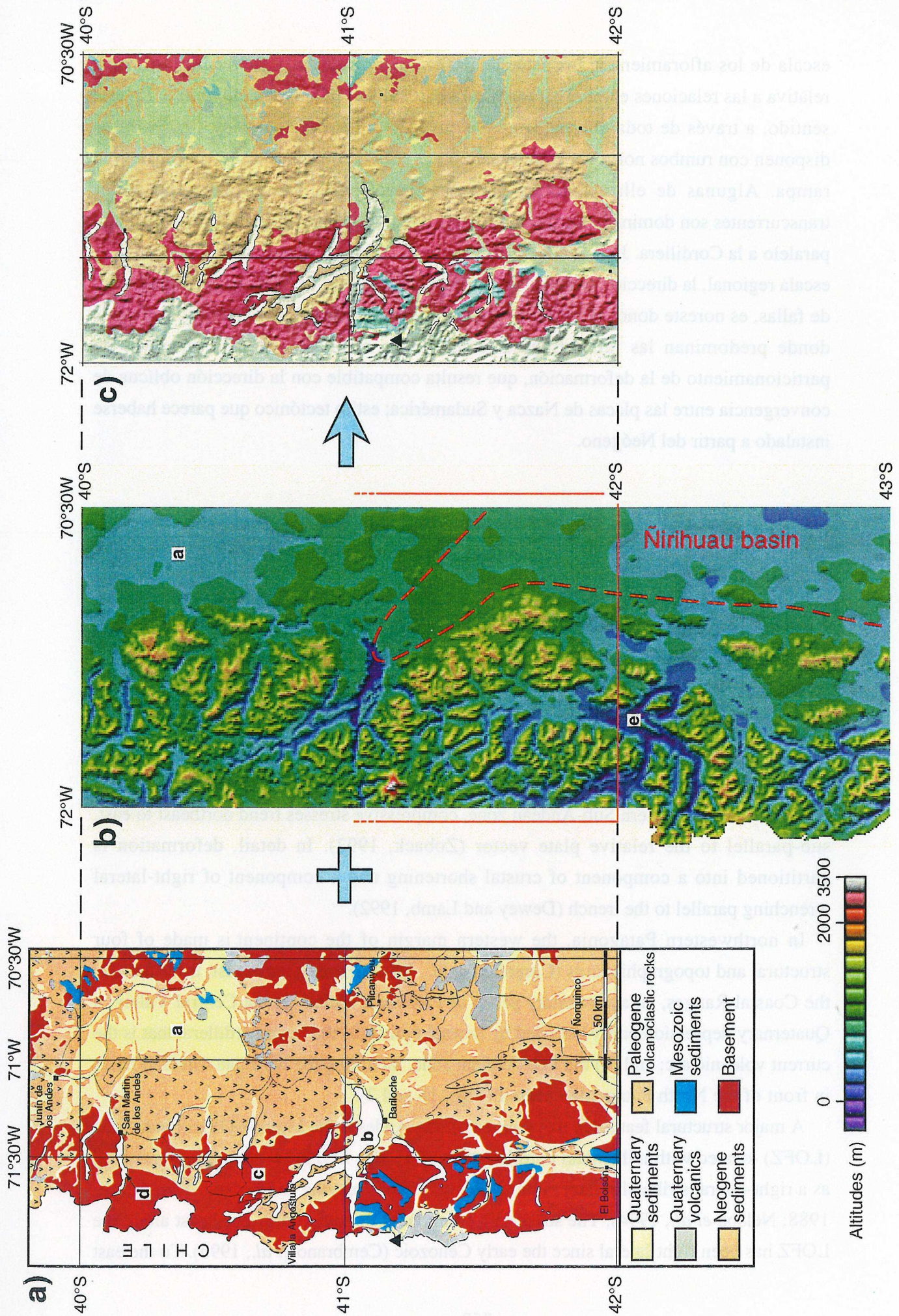
escala de los afloramientos, los datos de deslizamientos de falla proveen información relativa a las relaciones entre el espesamiento cortical y el fallamiento de rumbo. En este sentido, a través de toda el área, las fallas inversas y los cabalgamientos mayores se disponen con rumbos noroeste, controlando las cuencas cenozoicas de antepaís o de tipo rampa. Algunas de ellas invierten grábenes mesozoicos. Por su parte, las fallas transcurrentes son predominantemente dextrales y se disponen submeridionalmente de modo paralelo a la Cordillera. Juegos conjugados senestrales se orientan sublatitudinalmente. A escala regional, la dirección principal de acortamiento, a partir de datos de desplazamiento de fallas, es noreste donde dominan los cabalgamientos, aunque se desvía hacia el norte donde predominan las fallas transcurrentes. Estos resultados indican un grado de particionamiento de la deformación, que resulta compatible con la dirección oblicua de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica; estilo tectónico que parece haberse instalado a partir del Neógeno.

INTRODUCTION

In Patagonia, along the southern Andes, the plate boundary between Nazca and South America is oblique to the direction of relative plate convergence (Fig. 1a). The convergence direction of the Nazca plate with respect to South America has been nearly constant at N075° E for the past 60 Ma (Chase, 1977; Minster and Jordan, 1978; Pardo-Casas and Molnar, 1987; Gripp and Gordon, 1990). Tectonic style in the Andes can be closely correlated with the oblique convergence (Dewey and Lamb, 1992). Between the Chile triple junction (46° S) and the central Andes (Fig. 1a), within both the main cordillera and the eastern Sub-Andean zone, compressive stresses trend northeast to east, sub-parallel to the relative plate vector (Zoback, 1992). In detail, deformation is partitioned into a component of crustal shortening and a component of right-lateral wrenching parallel to the trench (Dewey and Lamb, 1992).

In northwestern Patagonia, the western margin of the continent is made of four structural and topographic units (Cingolani *et al.*, 1991). From west to east, these are: (1) the Coastal Ranges, an accretionary prism of Paleozoic rocks; (2) the Central Valley, a Quaternary depression partly bounded by normal faults; (3) the main cordillera, that is the current volcanic arc; and (4) the Sub-Andean zone, including the Ñirihuau foreland basin in front of the North Patagonian Massif (Figs. 1b and 2).

A major structural feature in this segment of the Andes is the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) located within the main cordillera (Fig. 1b). The LOFZ has long been described as a right-lateral strike-slip fault system (Hervé, 1976; Forsythe and Nelson, 1985; Beck, 1988; Nelson *et al.*, 1994). The strike-slip component trending north-northeast along the LOFZ has been right-lateral since the early Cenozoic (Cembrano *et al.*, 1996). To the east



of this system, the main structural features of northwestern Patagonia have been described by Dessanti (1972), González Bonorino and González Bonorino (1978), González Bonorino (1979) and Ramos and Cortés (1984). Between 40° and 42° S, González Bonorino and González Bonorino (1978) and Ramos and Cortés (1984) have described compressional structures (reverse faults and folds) sub-perpendicular to the convergence direction.

The purpose of this paper is to discuss partitioning of deformation around Bariloche (40° to 42°S) within an area straddling the eastern part of the main cordillera. Field observations, digital maps and a kinematic analysis of fault-slip data are used to document right-lateral transpression.

REGIONAL STRATIGRAPHY

The area of interest lies between 40° and 42° S (Fig. 2a) and covers the eastern slopes of the Andes, the northern part of the Ñirihuau basin (southeast of Bariloche, Fig. 2b) and a transitional zone in the Andean foothills (north of Bariloche) between the Ñirihuau and Neuquén basins.

The cordillera consists mainly of Paleozoic metamorphic rocks, plutons of various ages (Dalla Salda *et al.*, 1981; Cazau *et al.*, 1989) and remnants of Mesozoic sedimentary basins which are inverted grabens. The Esquel formation (Late Devonian - Early Carboniferous) underwent compressional deformation, probably during the Early Carboniferous (López-Gamundí *et al.*, 1996). The Tepuel group was deposited during a late Paleozoic extensional phase (González Bonorino, 1979) which coincided with emplacement of granitoids (Cingolani *et al.*, 1991). This was followed by a Liassic transgression, leading to deposition of the Piltriquitrón and Paso Flores formations. During the middle Jurassic, a major regression occurred in the Neuquén basin, to the northeast (Uliana *et al.*, 1989). During the Paleogene, a volcanic arc produced the Huitrera and Ventana formations (Fig. 3). These Paleogene formations crop out as belts (Rapela *et al.*, 1983, 1984 and 1988) whose north-northwest trend is

Figure 2. Geological and topographic maps of the studied area. Letters on maps indicate details referred to in the text: (a) Neogene depocenter, (b) lake Nahuel Huapi, (c) lake Traful, (d) lake Lácar and (e) lake Puelo. **a.** Schematic geological map in Mercator projection (based on Nullo and Franchi, 1994, and Ferrer, 1982). This map shows the location of Mesozoic to Quaternary sediments. In the main cordillera, all pre-Mesozoic rocks, volcanic rocks and intrusives are considered as "basement". Black triangle indicates the Cerro Tronador. **b.** Digital topographic image compiled from three maps edited by the Instituto Geográfico Militar Argentino at 1:250,000: San Martín de los Andes (4172-II), San Carlos de Bariloche (4172-IV) and Esquel (4372-II and 4372-I). Dashed red line locates the Ñirihuau basin. **c.** Schematic geological map superimposed on shaded relief map (artificially lit from northeast) for the area between 40° and 42°S.

apparently inherited from Cretaceous structures (Cingolani *et al.*, 1991). Paleogene volcanism occurred in a back arc context (Kay and Rapela, 1987; Rapela and Kay, 1988). Some of these volcanoclastic rocks have been incorporated into the main cordillera north of lake Nahuel Huapi (Spalletti and Dalla Salda, 1996).

During the Neogene, volcanic activity diminished and the Ñirihuau basin may have initiated, in a back-arc context, on the eastern flank of an andesitic orogenic arc (Dalla Salda and Franzese, 1987). The Ñirihuau basin contains two main formations (Cazau, 1980; Spalletti, 1983; Cazau *et al.*, 1989) (Fig. 3): the Ñirihuau Formation (Lower to Middle Miocene) and the Collón Curá Formation (Upper Miocene and Pliocene). The lowermost Ñirihuau member consists of proximal fluvial sands with conglomeratic facies; the middle member, deep lacustrine sediments; and the uppermost member, fluvial sediments associated with lake deposits. The Collón Curá Formation is composed of fluvial and eolian sediments. Late Pliocene to Quaternary basalts and Quaternary sediments overlie these series (Figs. 2a and 3). At the eastern boundary of the Cenozoic depocenters, the Proterozoic to Paleozoic basement of the North Patagonian Massif has a veneer of Mesozoic sediments and Cenozoic volcanics (Stipanovich and Methol, 1980).

In contrast with the central part of the Andean cordillera, where the foreland basin is thick and wide, the Patagonian cordillera is associated with a narrow belt of Neogene sediments.

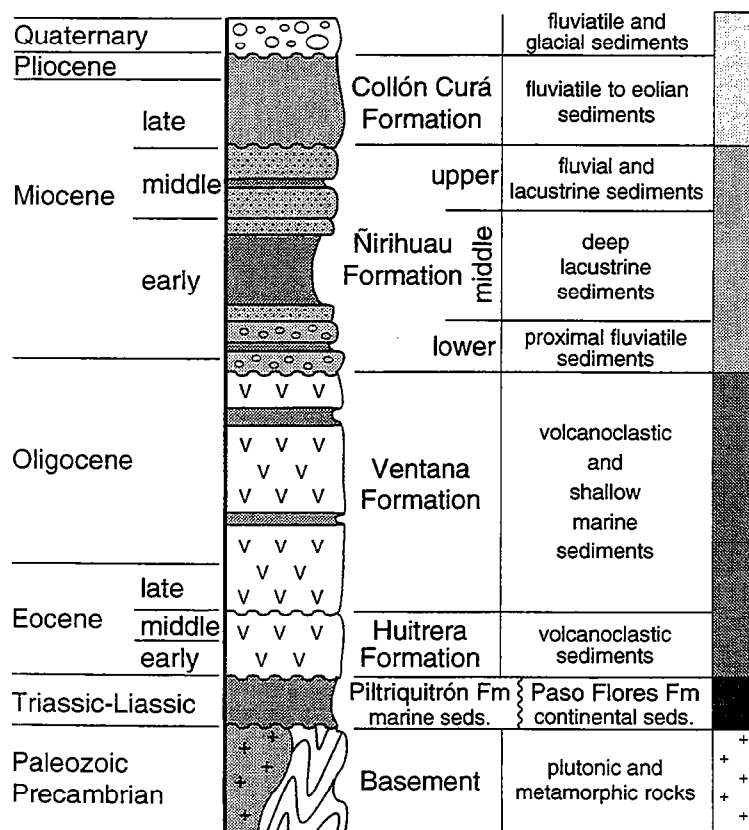


Figure 3. Simplified stratigraphic column for the region studied (extrapolated from Cazau, 1980; Cazau *et al.*, 1989). Key at right gives gray tones used for the cross-section A-A' (Fig. 7b).

DIGITAL TOPOGRAPHIC DATA

In northwestern Patagonia, from the Chilean trench to the main cordillera, the Andean belt is about 300 km wide. In contrast, the Bolivian orocline is 600 km wide. The Patagonian cordillera is also lower on average than its Bolivian counterpart.

We have compiled a digital topographic map of an area between 40° and 43°S and between 70°30' and 72° W (Fig. 2b). Roughly 100,000 altitudes have been sampled on topographic maps published by the Instituto Geográfico Militar of Argentina at a scale of 1:250,000. The density of sampling was 2.5 points per square kilometer on average, but greater in the western part, where relief is more pronounced. After digitizing, data were interpolated, to achieve a grid with a regular spacing of 500 meters.

The digital map (Fig. 2b) illustrates the general northerly trend of the cordillera in the west and the rapid decrease in relief eastwards. The highest mountain is Cerro Tronador, a recent volcano 3,478 m a.s.l. (black triangles, Fig. 2). Otherwise, most peaks in the cordillera are between 2,000 and 2,500 meters high. Late Tertiary and Quaternary depocenters are pronounced, southeast of Junín de los Andes (a, Figs. 2a and 2b). The Ñirihuau basin can be traced, from Bariloche in the northwest, to Ñorquinco and beyond in the southeast (Fig. 2b). The deepest depressions (violet colors), transecting the main cordillera, are occupied by Quaternary glacial lakes, such as Nahuel Huapi, Traful, Lácar and Puelo (b, c, d and e; Figs. 2a and 2b) at elevations of about 800, 850, 700 and 150 m, respectively.

There is some correlation between topography (Fig. 2b) and regional geology (Fig. 2a). This is best illustrated by superimposing the two images (Fig. 2c).

Basement crops out in the higher parts of the main cordillera, but also in the Patagonian Massif, on the eastern edge of the image (Fig. 2c). Mesozoic sediments occur as erosional remnants of basins along the main cordillera and the Patagonian Massif. Cenozoic sediments occupy foreland depression east of the main cordillera. To simplify the superimposed image, no distinction has been made between Paleogene volcanoclastic rocks and Neogene sedimentary rocks. However, a close comparison of geological map (Fig. 2a) and superimposed image (Fig. 2c) shows that Cenozoic rocks cropping out at high altitudes are mainly of Paleogene age (Huitrera and Ventana formations). This is especially clear north of 41° S; but also between Bariloche and Ñorquinco, on the western boundary of the Ñirihuau basin. The deep quaternary glacial lakes of Nahuel Huapi, Traful and Lácar (b, c and d, Fig. 2) mostly trend east to southeast.

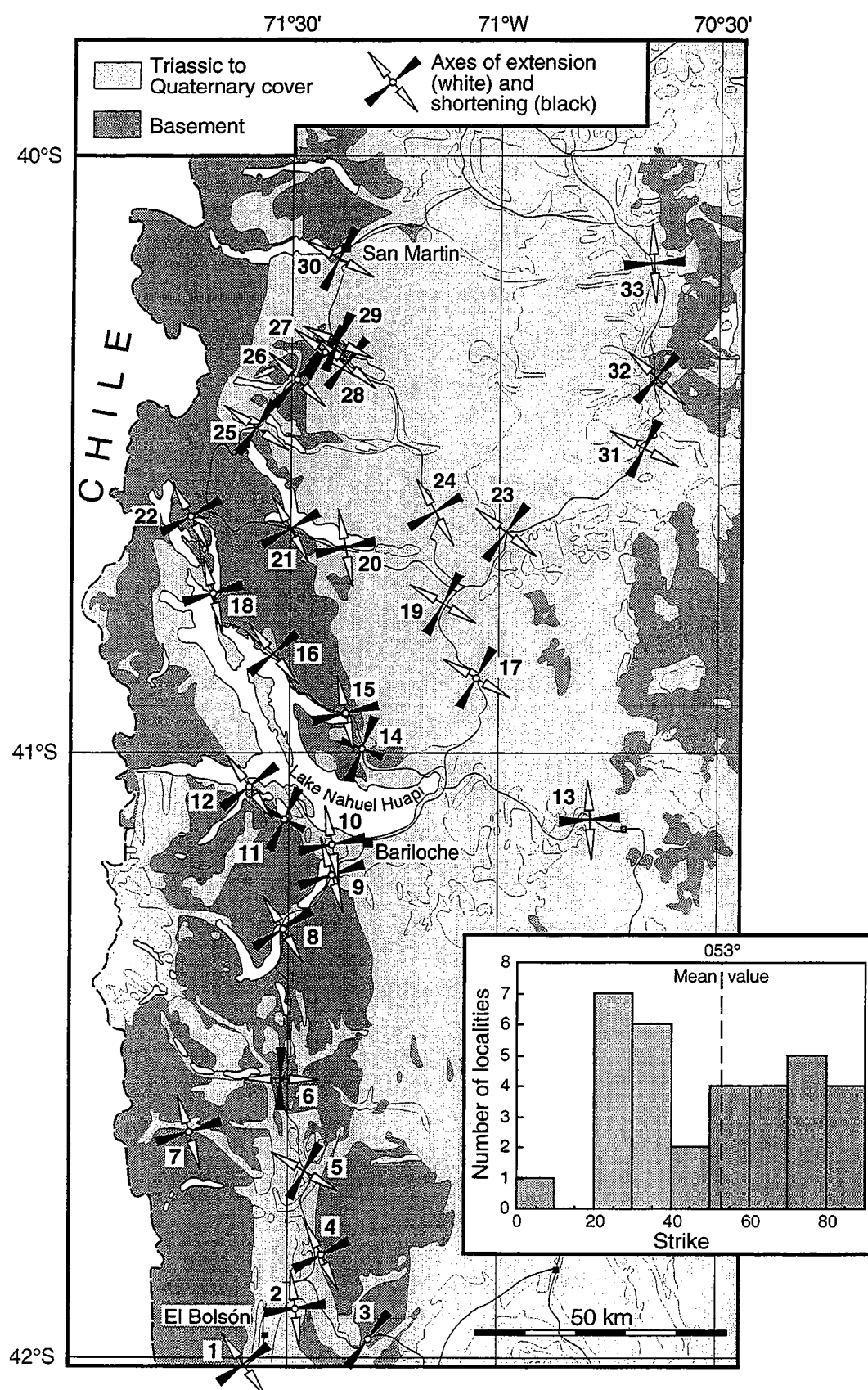


Figure 4. Results of kinematic fault analysis. Map shows orientations of shortening axes (black arrows) and extension axes (white arrows for horizontal extension, white circle for vertical extension) at 33 numbered localities. All results of the kinematic analysis are given in Appendix A (corresponding stereograms are presented in Fig. 5 for localities 7, 11 and 20, and in Appendix B for other localities). Inset is a histogram of the λ_3 strikes, the dashed line indicating the mean value of the shortening directions at regional scale.

FAULT-SLIP ANALYSIS

Data

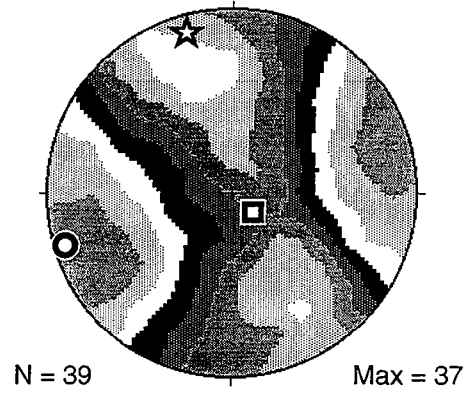
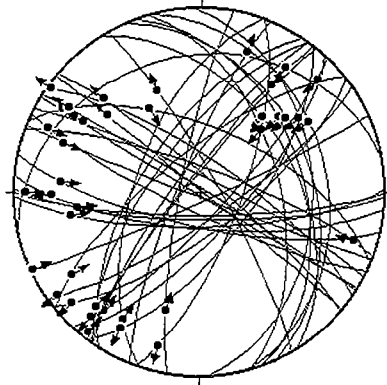
During 30 days in the field, we measured sets of striated fault planes in either basement or cover rocks, at as many roadside outcrops as possible (33 in all; for location, see Fig. 4 and Appendix A). Most of the localities are from major fault zones, where minor faults are most numerous. At each locality, we measured fault planes of different orientations, as many as possible (on average 26 per locality, see Appendix A). For each fault plane, we recorded the dip and strike, the plunge or pitch of the striae and the sense of slip. In general, various kinematic indicators can be used to determine the sense of relative movement on fault planes (Petit, 1987). In our study, stratigraphic offset, imbricate crystal fibres and secondary Riedel fractures were the main criteria adopted. From the population of striated fault planes at each locality (an outcrop of a single formation no wider than 100 m), we determined the principal directions of strain (λ_1 , λ_2 and λ_3), using the geometrical method of Right Dihedra (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987) and the computer program FaultKin written by Allmendinger *et al.* (1993). A fundamental assumption of such an analysis is that strain magnitudes are small (less than 10% or so). Each fault plane and its auxiliary plane define four sectors. Two sectors are for shortening (P-dihedra) and two others for stretching (T-dihedra), according to the sense of slip given by the striations. By superimposing the right dihedra for all faults of a given locality, we obtain overall fields of shortening and extension (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987) (Fig. 5). The parameter Max (Fig. 5 and Appendix A) indicates the number of mutually compatible faults in the fields of shortening or extension. The closer is Max to N (the total number of faults), the better is the result.

For example, Fig. 5 shows results obtained for 3 of the 33 localities. For each locality, one stereographic projection shows the data (fault planes and associated slip lines), whereas the other shows the interpretation (domains of shortening and extension obtained by superimposing right dihedra). More generally, data for all localities (location, number N of striated fault planes, Max and principal kinematic directions) are tabulated in Appendix A and represented stereographically in Appendix B.

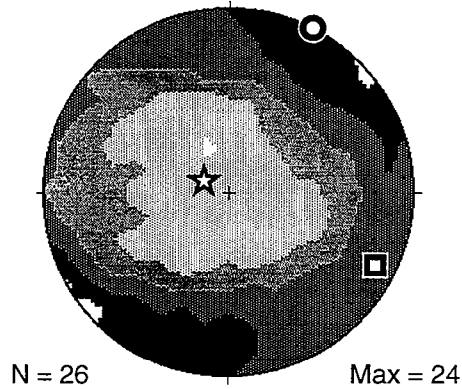
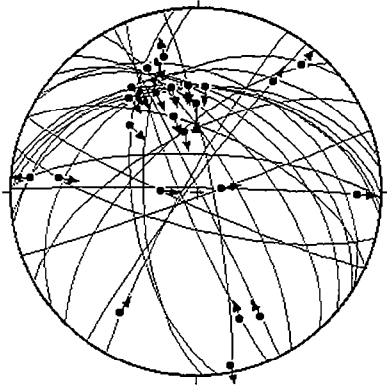
Shape of strain ellipsoid

If strain magnitudes are small, the shape of the strain ellipsoid can be estimated from the distribution of shortening and extension (Pfiffner and Burkhard, 1987; Urreiztieta *et al.*, 1996). For example, for locality 7 (Fig. 5), the shortening field forms a cone, centred on the principal shortening direction (circle) and indicating a uniaxial strain

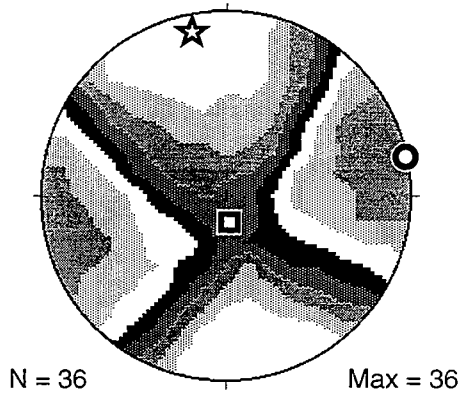
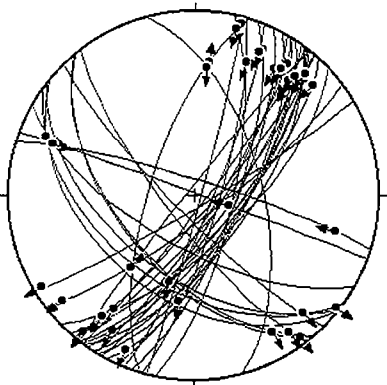
Locality 7: Rio Manso inferior



Locality 11: Lago Moreno Este



Locality 20: Mirador del Trafal



○ Shortening axis, □ Intermediate axis,
 ☆ Stretching axis, ➔ Striation.

Figure 5. Kinematic fault analysis at three representative localities (equal area projections, lower hemisphere). See Fig. 4, for locations. Left column shows fault planes (great circles) and associated slip lines (arrows pointing in direction of hangingwall slip). Right column shows kinematic results of a graphical method of analysis (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987). Stereograms, at right, have been contoured automatically and the contour intervals chosen by default (Kamb, 1959). The values contoured are Max/N where N is the total number of faults and Max is the number of faults taken into account for calculating the principal direction of shortening. Symbols (circle, star and square) indicate each of the three kinematic axes (λ_1 , λ_2 and λ_3) deduced for the whole fault population. All these plots were obtained with a program developed by Allmendinger et al. (1993).

ellipsoid of flattening or pancake type. For locality 11, it is the stretching field that forms a cone, indicating a uniaxial strain ellipsoid, but of constriction or cigar shape. For locality 20, the two domains occupy simple right dihedral and represent a biaxial ellipsoid of plane-strain type.

More generally (Appendix B), the strain ellipsoids for localities 1, 5, 24, 29 and 32 are close to the plane-strain type, whereas those for localities 2, 9, 12, 17 and 22 are close to a flattening type. Except for localities 11 and 14 (Fig. 5 and Appendix B), there are no inferred ellipsoids of constrictional type. For other localities, stereograms indicate a strain ellipsoid intermediate in shape between flattening and plane-strain.

Strike-slip components

A good way of illustrating the importance of strike-slip is to plot, for each locality, the pitch of striae versus the strike of the corresponding fault plane (Fig. 6). A pitch between 0° and 45° indicates that strike-slip is dominant. Figure 6 shows results obtained for 3 representative localities. The shortening direction, determined by the method of Right Dihedral, appears on each plot (black dashed line, Fig. 6). The gray and white areas (Fig. 6) are theoretical domains of left-lateral and right-lateral faults, respectively. For dominantly strike-slip faults (pitch $< 45^\circ$), there is a close correlation between data and theoretical domains: white squares (right-lateral faults) fall in white domains and black squares (left-lateral faults) fall in dark domains. For faults which are dominantly dip-slip (reverse), the correlation is not so good (see localities 8 and 14, Fig. 6). For locality 30 (Fig. 6), and also localities 17 and 16 (see left column in Appendix B), faults with a right-lateral strike-slip component show an inverse correlation of pitch with strike, between a pure strike-slip trending north and a pure dip-slip trending N100. In these examples, at outcrop scale, the variation from pure strike-slip to pure dip-slip mirrors the partitioning of deformation at regional scale.

Results

On a simplified geological map of basement and cover (Fig. 4), the principal directions of shortening (black arrows) are sub-horizontal (plunging at 0° to 25°) and strike between north-northeast and east-northeast (for precise values, see Appendix A). At all localities, except 3, 11, and 14, the principal directions of extension are also sub-horizontal.

At regional scale, the shortening directions are consistent with the relative motion between Nazca and South-America.

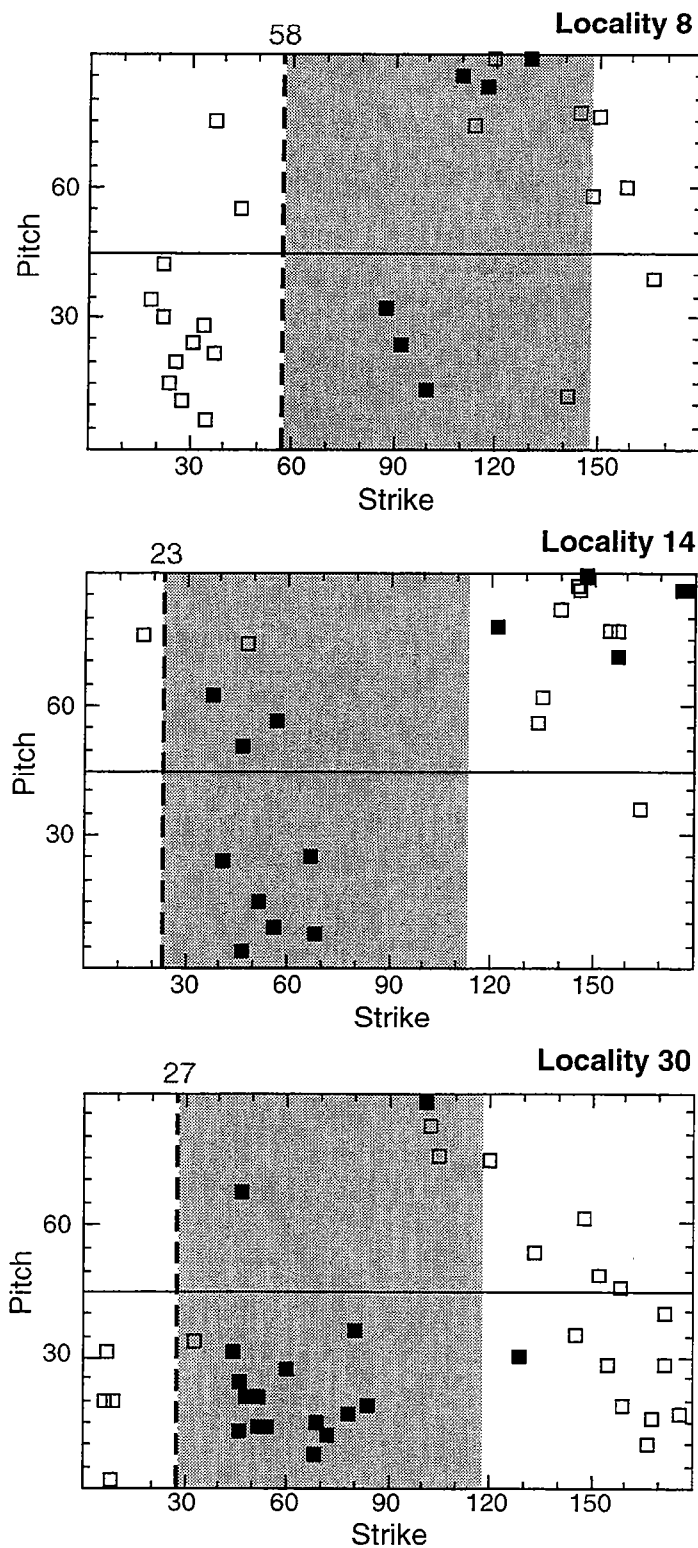


Figure 6. Scatter diagrams showing angle of pitch (in degrees) of fault striae versus strike (in degrees) of fault planes, for 3 localities of Fig. 4. Black squares represent left-lateral faults; empty squares, right-lateral ones. The dashed black line indicates the shortening direction deduced from kinematic fault analysis (see Appendix A). Gray and white areas show theoretical domains of left-lateral and right-lateral strike-slip faults, respectively.

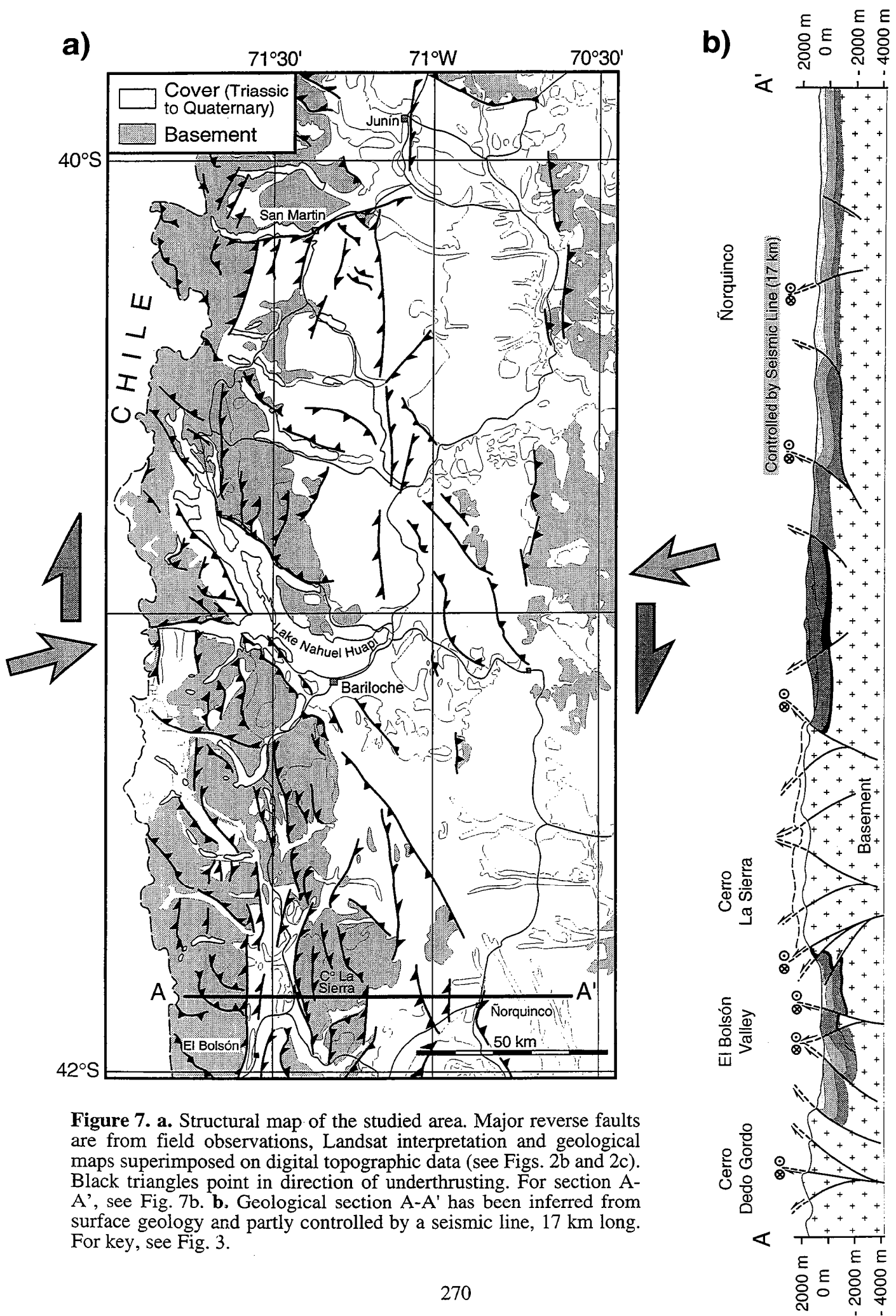
For ductile deformation, natural examples (Cobbold *et al.*, 1991) and numerical models (Merle and Gapais, 1997) show that a combination of wrenching and thrusting results in strain ellipsoids of flattening to plane-strain type. Within the studied area, strain ellipsoids estimated from the fault-slip data are also mainly of flattening to plane-strain type, reflecting a combination of brittle thrusting and wrenching.

STRUCTURAL INTERPRETATION

Our structural interpretation of the area (Fig. 7a) is based on field mapping, fault-slip data and superimposition of geological and topographic data (Fig. 2c). Amongst the major faults, dominantly dip-slip ones (thrusts and back-thrusts) trend nearly northwest; dominantly right-lateral faults trend nearly north; and dominantly left-lateral faults trend nearly east. Most faults that are dominantly strike-slip also have reverse components. Between Bariloche and Ñorquín, a major thrust forms the southwestern edge of lake Nahuel Huapi and of the Ñirihuau basin (Fig. 7a). Other reverse faults trending northwest occur within the main cordillera at $41^{\circ}30'$ S. Right-lateral faults dominate within El Bolsón depression, northwest of lake Nahuel Huapi and within Paleogene rocks north of 41° S. North of El Bolsón town, the depression is bounded on both sides by right-lateral strike-slip faults which put Cenozoic sediments against basement. North of 41° S, the right-lateral strike-slip faults are located within both basement and Paleogene rocks. Left-lateral strike-slip faults are less common.

Cross-section A-A' (Fig. 7b) has been drawn to illustrate the main regional units, bounded by right-lateral strike-slip faults trending north. The eastern part of this section is constrained by seismic data. The section shows high-angle reverse faults, some of them dipping westwards and some with strike-slip components. This section also illustrates the fact that back-thrusts are common in the area studied.

As a result of Andean deformation, the Ñirihuau basin (south to $41^{\circ}40'$ S) has been divided into two parts, trending approximately north and separated by a lifted block (*pop-up*) of basement (Cerro La Sierra), which is bounded by high-angle reverse faults (Fig. 7b). The western part is the valley of El Bolsón, a symmetric compressional ramp-basin; whereas the eastern part is an asymmetric foreland basin. As illustrated in the section, some of the Andean high-angle reverse faults or strike-slip faults are probably reactivated normal faults that once bounded half-grabens of Mesozoic age. The eastern part of this section also illustrates synsedimentary normal faulting during the Mesozoic and the Paleogene.



DISCUSSION

Westwards of the studied area, along the main cordillera, partitioning of the deformation into components of shortening and wrenching has been described (Dewey and Lamb, 1992; Nelson *et al.*, 1994). The component of right-lateral wrenching is accommodated by the Liquiñe-Ofqui fault zone. Within the Bariloche area, between the main cordillera and the Sub-Andean zone, the major compressional structures (Fig. 7a) are thrusts and back-thrusts trending northwest (e.g., the Bariloche-Ñorquín thrust and the northern boundary of lake Nahuel Huapi), right-lateral strike-slip faults trending north and some left-lateral ones trending east. At outcrop scale, fault-slip data show a similar distribution, most faults being dominantly strike-slip, rather than reverse faults. Thus our data suggest a partitioning of the deformation as far east as the Sub-Andean zone. Southwards, the structural pattern may continue along the western boundary of South America as far as southernmost Patagonia, where northward-trending strike-slip faults are associated with thrusts trending northwest (Diraison *et al.*, 1997).

The shortening directions determined by kinematic analysis for 33 localities are dispersed throughout a 90° sector between north and east (histogram, Fig. 4). The average trend is 053°, whereas the current trend of the vector of oblique convergence between Nazca and South America is 075°.

What is the origin of the wide dispersion of shortening directions, and why is the histogram bimodal (Fig. 4) ?

Along the major thrusts bordering lake Nahuel Huapi, the shortening directions lie in the range 050°-090° (the right-hand sub-population of the histogram, Fig. 4). In contrast, along the major strike-slip zones (around El Bolsón, and northeast of lake Nahuel Huapi), most of the shortening directions lie in the range 020°-040° (the left-hand sub-population of the histogram, Fig. 4). This would indicate that the bimodal distribution reflects a partitioning of deformation. However, the near parallelism of the principal directions and the major strike-slip faults remains a problem here, as it does elsewhere. In California, for example, principal stresses and strain rates are sub-parallel or sub-perpendicular to the San Andreas strike-slip fault system (Zoback *et al.*, 1987). There has been much debate as to the possible mechanical reasons for this parallelism, but a discussion is beyond the scope of this paper.

The basement block of Cerro La Sierra, which separates the Ñirihuau basin into two parts, is bounded by high-angle reverse faults. Uplift of this block has inverted the depocenter of the marine Piltriquitrón Formation. We thus attribute the uplift to Andean reactivation of normal faults, developed during Triassic-Jurassic rifting.

Concerning the timing and style of deformation, previous studies (see amongst others Dessanti, 1972; Ramos and Cortés, 1984; Dalla Salda and Franzese, 1987; Spalletti and Dalla Salda, 1996) have attributed Paleogene volcanoclastic activity and the first stages of

sedimentation of the Ñirihuau formation to extensional deformation in a back-arc context during Paleogene to early Miocene times. Our field observations and seismic interpretations within the Ñirihuau basin have not revealed evidence for synsedimentary extensional deformation during the Tertiary. In contrast, the Ñirihuau formation is folded without significant changes in thickness. Furthermore, north of lake Nahuel Huapi, Paleogene volcanoclastic rocks of the Huitrera and Ventana formations now are an integral part of the main cordillera. On this basis, the main period of Andean compression seems to have lasted from the late Miocene to the Present.

Within the main cordillera, glacial lakes are mainly next to major structures. Lakes Lácar and Traful (c and d, Fig. 2a) are next to a back-thrust and a dominantly left-lateral strike-slip fault, respectively (Fig. 7a). The southwestern boundary of lake Nahuel Huapi is also next to a major thrust (Fig. 7a). Around Bariloche, there is also a close correlation between the topography due to thrusting or wrenching and glacial features. Similar relationships, but between glaciation and active rifting, have been described further south within the Magellan basin (Diraison *et al.*, 1997).

CONCLUSIONS

In northwestern Patagonia, within both the main cordillera and the Sub-Andean zone, compressional structures developed from the late Neogene until the Quaternary. At regional scale, the shortening directions now trend north to east. These directions are compatible with oblique convergence between Nazca and South America. Deformation became partitioned, mainly amongst reverse faults, trending northwest, and right-lateral strike-slip faults, trending north. Conjugate left-lateral faults are also present.

We infer a regional component of right-lateral wrenching as far east as the Sub-Andean zone. This tectonic style seems to have occurred during the late Neogene, perhaps after an extensional back-arc stage. From subsurface data, some of the strike-slip faults are reactivated extensional structures of Paleogene age or older.

This tectonic scenario may be responsible for the lack of a major Neogene foreland basin along the Patagonian edge of South-America.

Acknowledgments

This work was funded by the European Community (Contract CI1*-CT93-0091, "Andean Tectonics of Argentina") and by PROGEBA, Bariloche. PROGEBA provided a powerful rolling truck. We are grateful to Carlos and Ana Emilia at PROGEBA for their help and hospitality.

REFERENCES

- Allmendinger, R.W., Marett, R.A. and Cladouhos, T., 1993. FaultKin, version 3.8, a program for analyzing fault slip data for the Macintosh™.
- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France* **7** (XIX), 1309-1318.
- Beck, M.E.J., 1988. Analysis of late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences* **1**, 39-52.
- Cazau, L.B., 1980. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. *II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba*, **2**, 1149-1171.
- Cazau, L.B., Mancini, D., Cangini, J. and Spalletti, L.A., 1989. Cuenca de Ñirihuau. In: *Cuencas sedimentarias argentinas* (edited by G.A. Chebli and L.A. Spalletti), San Miguel de Tucumán, 299-318.
- Cembrano, J., Hervé, F. and Lavenu, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* **259**, 55-66.
- Chase, C.G., 1977. Plate kinematics: The Americas, East Africa and the rest of the world. *Earth and Planetary Science Letters* **37**, 355-368.
- Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R.J., Parada, M.A. and Rapela, C.W., 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. *Geological Society of America Special Paper* **265**, 29-43.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* **13**, 743-758.
- Dalla Salda, L.H. and Franzese, J., 1987. Las megafracturas del Macizo y la Cordillera norpatagónica y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile* **31**, 3-13.
- Dalla Salda, L.H., Leguizamón, M., Mazzoni, M., Merodio, J., Rapela, C.W. and Spalletti, L.A., 1981. Características del vulcanismo Paleógeno en la Cordillera norpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°20' Sur. *VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis* **3**, 629-657.
- Dessanti, R., 1972. Andes patagónicos septentrionales. In: *Geología regional argentina* (edited by J.C.M. Turner), Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba, 655-688.
- Dewey, J.F. and Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* **205**, 79-95.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A. 1997. Magellan Strait: Part of a Neogene rift system. *Geology* **25**: 703-706.
- Ferrer, J.A., 1982. Geología de la provincia de Neuquén. *Secretaría de Estado del Copade-Consejo Federal de Inversiones, Buenos Aires*, Scale 1:500,000.

- Forsythe, R.D. and Nelson, E.P., 1985. Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. *Tectonics* **4**, 477-495.
- González Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. *Asociación Geológica Argentina, Revista, Buenos Aires* **34** (3), 184-202.
- González Bonorino, F. and González Bonorino, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las Formaciones Terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Asociación Geológica Argentina, Revista, Buenos Aires* **33** (3), 175-210.
- Gripp, A.E. and Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters* **17**, 1109-1112.
- Hervé, M., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcuriente (Provincia de Valdivia). *I Congreso Geológico Chileno, Santiago* **1**, B39-B55.
- Kamb, W.B., 1959. Ice petrographic observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. *Journal of Geophysical Research* **64**, 1891-1909.
- Kay, S.M. and Rapela, C.W., 1987. El volcanismo del Terciario inferior y medio de los Andes norpatagónicos (40°-42°30'S): origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. *X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán*, **4**, 192-194.
- López-Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J. and Powell, McA., 1996. Southern South America. In: *Permian-Triassic basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwana* (edited by J.J. Veevers and McA. Powell), Geological Society of America Memoir **184**, 000-000.
- Merle, O. and Gapais, D., 1997. Strains within thrust-wrench zones. *Journal of Structural Geology* **19**, 1011-1014.
- Minster, J.B. and Jordan, T.H., 1978. Present day plate motions. *Journal of Geophysical Research* **83**, 5331-5354.
- Nelson, E., Forsythe, R. and Arit, I., 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth Sciences* **7**, 271-278.
- Nullo, F.E. and Franchi, M., 1994. Mapa geológico de la provincia de Río Negro, República Argentina. *Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires*, Scale 1:750,000.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* **6**, 233-248.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* **9**, 597-608.
- Pfiffner, O.A. and Burkhard, M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientation from fault, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae* **1**, 48-57.

- Ramos, V.A. and Cortés, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. *IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Relatorio Geología Recursos Naturales Provincia Río Negro* **I-12**, 317-346.
- Rapela, C.W. and Kay, S.M., 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes* **11** (3), 175-182.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A. and Merodio, J.C., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera norpatagónica. *Asociación Geológica Argentina, Revista, Buenos Aires* **38** (3-4), 469-484.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. and Aragón, E., 1984. El volcanismo Paleoceno-Eoceno de la provincia volcánica andino-patagónica. *IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Relatorio Geología Recursos Naturales Provincia Río Negro* **I-8**, 189-213.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. and Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40° S-42°30' S). *Journal of South American Earth Sciences* **1**, 75-88.
- Spalletti, L.A., 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista, Buenos Aires* **38** (3-4), 454-468.
- Spalletti, L.A. and Dalla Salda, L.H., 1996. A pull-apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **9**, 197-206.
- Stipanovic, P.N. and Methol, E.J., 1980. Comarca Norpatagónica.. *II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba* **2**, 1071-1098.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: *Extensional tectonics and stratigraphy of North Atlantic margins* (edited by A.J. Tankard and H.R. Balkwill), American Association of Petroleum Geologists Memoir **46**, 599-614.
- Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. and Rossello, E.A., 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonophysics* **254**, 17-39.
- Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *Journal of Geophysical Research* **97**, 11,703-11,728.
- Zoback, M.D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D.H., Reasenber, P.A., Jones, L.M., Raleigh, C.B., Wong, I.G., Scotti, O. and Wentworth, C.M., 1987. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. *Science* **238**, 1105-1111.

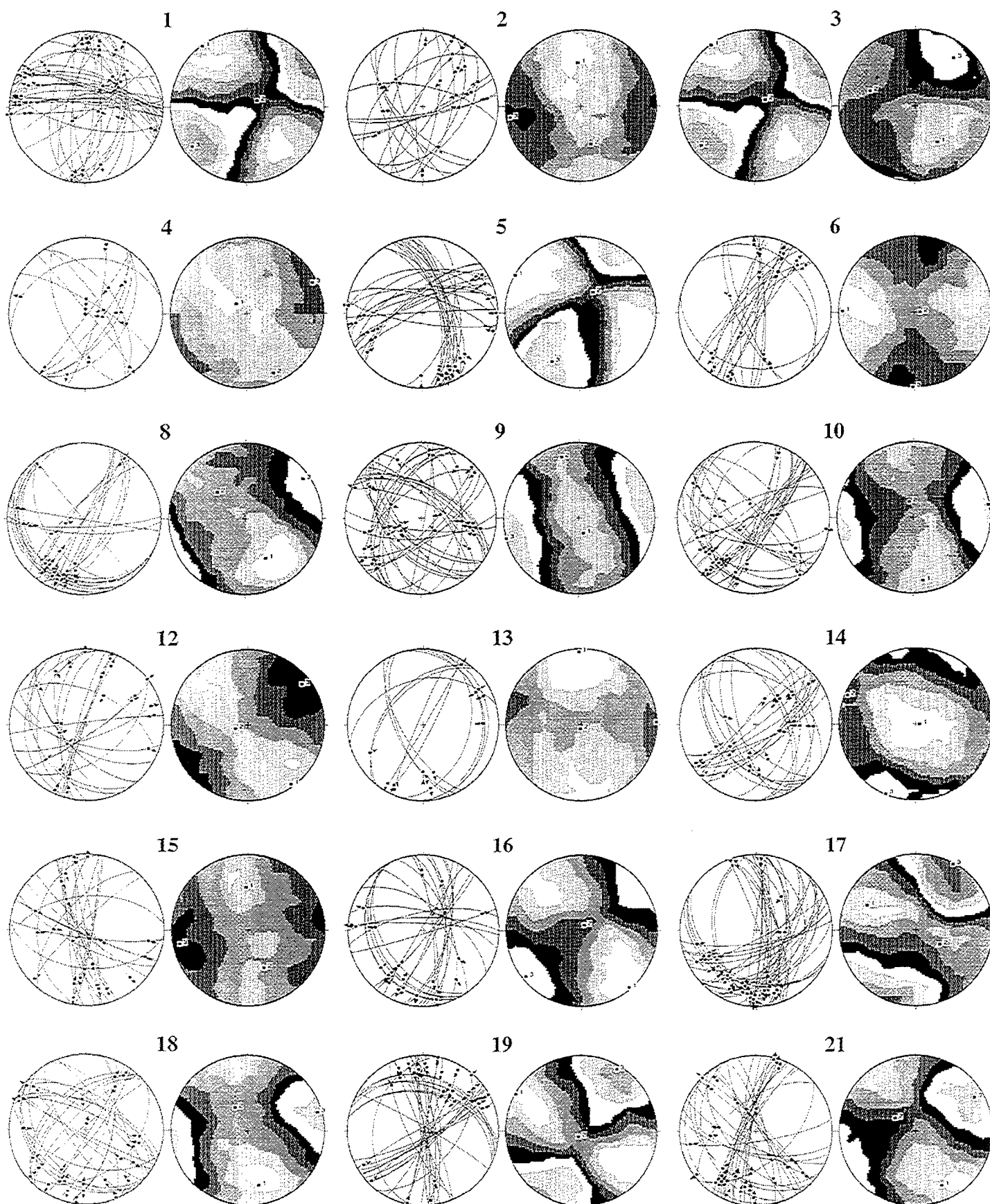
APPENDICES

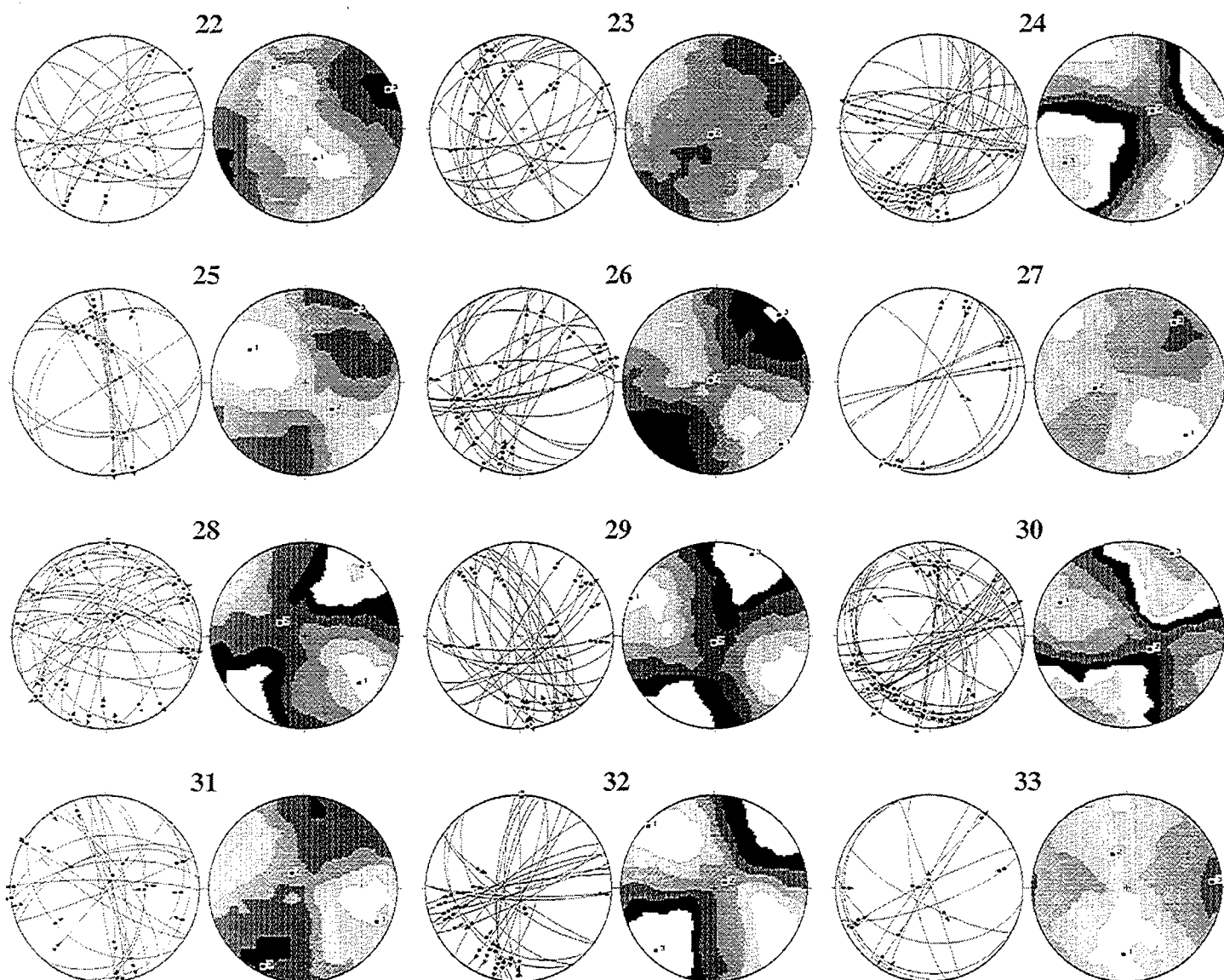
Appendix A. Fault-slip data

N°	Longitude	Latitude	N	Max	λ_1	λ_2	λ_3
1	71°34' W	42°02' S	37	37	324 / 01	057 / 77	234 / 13
2	71°28' W	41°54' S	19	18	356 / 43	164 / 47	261 / 06
3	71°21' W	41°58' S	29	27	149 / 43	288 / 39	037 / 22
4	71°25' W	41°50' S	14	14	312 / 75	156 / 13	065 / 06
5	71°28' W	41°37' S	30	29	300 / 01	031 / 64	210 / 26
6	71°28' W	41°32' S	20	19	271 / 06	090 / 84	181 / 00
7	71°38' W	41°35' S	39	37	344 / 11	132 / 77	253 / 07
8	71°30' W	41°15' S	26	25	153 / 41	314 / 48	055 / 09
9	71°24' W	41°12' S	35	32	163 / 73	344 / 17	254 / 00
10	71°26' W	41°09' S	32	29	171 / 17	346 / 73	081 / 01
11	71°30' W	41°06' S	26	24	294 / 78	117 / 12	027 / 01
12	71°34' W	41°04' S	22	20	144 / 04	252 / 77	053 / 12
13	70°50' W	41°05' S	13	12	358 / 05	186 / 85	088 / 01
14	71°20' W	41°01' S	24	24	099 / 86	293 / 04	203 / 01
15	71°21' W	40°58' S	24	20	357 / 44	158 / 45	258 / 10
16	71°29' W	40°54' S	26	26	140 / 03	024 / 84	231 / 06
17	71°02' W	40°55' S	41	41	297 / 30	123 / 60	029 / 02
18	71°41' W	40°43' S	29	29	169 / 27	332 / 62	075 / 07
19	71°08' W	40°46' S	35	35	299 / 01	201 / 83	029 / 07
20	71°21' W	40°40' S	36	36	348 / 11	174 / 79	078 / 01
21	71°27' W	40°38' S	33	30	155 / 22	302 / 65	060 / 13
22	71°43' W	40°37' S	19	18	165 / 63	331 / 27	064 / 06
23	70°58' W	40°38' S	21	17	128 / 01	226 / 82	038 / 08
24	71°08' W	40°36' S	34	33	150 / 05	048 / 67	242 / 22
25	71°34' W	40°27' S	16	14	301 / 32	134 / 57	035 / 06
26	71°25' W	40°20' S	25	23	133 / 04	285 / 86	043 / 02
27	71°23' W	40°19' S	12	11	134 / 18	259 / 60	036 / 23
28	71°20' W	40°21' S	32	29	131 / 24	298 / 66	039 / 05
29	71°22' W	40°18' S	29	27	294 / 01	193 / 84	024 / 06
30	71°20' W	40°10' S	41	37	296 / 22	124 / 68	027 / 03
31	70°42' W	40°36' S	22	19	114 / 15	326 / 73	206 / 08
32	70°40' W	40°22' S	26	26	313 / 03	061 / 79	223 / 10
33	70°40' W	40°11' S	12	12	182 / 30	338 / 58	086 / 11

The table gives the number of each locality, the longitude and latitude of the locality (Fig. 4), the number of faults measured (N), the number of faults taken into account to determine the principal kinematic directions (Max), and the azimuth and plunge of stretching axis (λ_1), intermediate axis (λ_2), and shortening axis (λ_3).

Appendix B. Stereographic representations of fault-slip data and kinematic results





Fault-slip data (equal area stereographic projections, lower hemisphere) are from 30 localities (see Fig. 4 and Appendix A for locations). Stereograms at left show fault planes (great circles) and associated slip lines (arrows pointing in direction of hangingwall slip). Stereograms at right are contoured for the number of compatible compressional quadrants, according to the method of Right Dihedra (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987).

Annexe 2

**Population de failles et résultats de l'analyse
par la méthode des Dièdres Droits**

A-2. Population de failles et résultats de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits (Angelier and Mechler, 1977)

A-2.1. Introduction

Au cours des différentes missions de terrain effectuées, 84 stations de mesures de populations de failles ont été réalisées en Argentine et au Chili. La numérotation des stations de mesure comprend trois lettres correspondant à différentes provinces géographiques et deux numéros répondant globalement à une répartition du Nord au Sud (SCz pour la Province de Santa Cruz, Argentine; UEs pour la Province d'Ultima Esperanza, Chili; et TdF pour la partie argentine de la Terre de Feu).

Cette annexe comprend la liste des mesures de failles, les résultats graphiques de l'analyse des populations de failles par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977), et un tableau récapitulatif des résultats obtenus.

La liste des mesures de failles présente l'ensemble des plans striés mesurés pour les 84 stations (SCz01 à SCz38, UEs01 à UEs13, et TdF01 à TdF33). Les colonnes correspondent respectivement :

- (1) au numéro de la mesure,
- (2) au pendage du plan de faille (dip),
- (3) à l'azimut de la ligne de plus grande pente du plan de faille (azdip),
- (4) au plongement de la strie (pl) portée par le plan de faille,
- (5) à l'azimut du plongement (azplg),
- (6) au sens de cisaillement déterminé sur le plan strié (I: inverse, N : normal, S : sénestre, D : dextre),
- (7) à un commentaire éventuel sur la fiabilité dans la détermination du sens de cisaillement (** : excellent, *+ : bon, ? : peu fiable).

Les résultats graphiques sont présentés pour chacune des 84 stations. Les stéréogrammes (projection de Schmidt sur hémisphère inférieur) de la colonne de gauche montrent l'orientation des plans de failles (grands cercles) et des stries (flèches). Les flèches pointent dans la direction de déplacement du bloc supérieur. Les stéréogrammes de la colonne de droite sont les diagrammes en compression obtenus lors l'analyse par la méthode des dièdres droits. Les numéros 1, 2 et 3 reportés sur chacun des diagrammes correspondent aux axes principaux d'allongement (λ_1), intermédiaire (λ_2) et de raccourcissement (λ_3) obtenus à partir de cette analyse. Le contourage est réalisé suivant

la méthode de Kamb (1959). L'ensemble des stéréogrammes a été obtenu en utilisant le programme FaultKin, v. 3.8, développé par Allmendinger et al. (1993).

Le tableau récapitulatif contient :

- (1) le numéro, le nom et la localisation de la station de failles,
- (2) l'âge de la formation concernée,
- (3) l'azimuth et le plongement des axes principaux d'allongement (λ_1), intermédiaire (λ_2) et de raccourcissement (λ_3) et les valeurs propres du moment du tenseur de Bingham ($\varepsilon\lambda_1$, $\varepsilon\lambda_2$ et $\varepsilon\lambda_3$), obtenues à partir du programme FaultKin, v. 3.8 (Allmendinger et al., 1993),
- (4) le rapport R ($R = (\varepsilon\lambda_2 - \varepsilon\lambda_3) / (\varepsilon\lambda_1 - \varepsilon\lambda_3)$) utilisé afin d'estimer la forme de l'ellipsoïde de déformation,
- (5) N, le nombre de failles mesurées,
- (6) Max, le nombre de failles géométriquement compatibles avec le résultat final obtenu à partir des N failles de la population considérée.

A-2.2. Populations de failles

dip & azdip : pendage et azimuth du plan de faille

pl & azplg : plunge et azimuth du plunge de la strie

ss : sens : I : Inverse

N : Normale

S : Sénestre

D : Dextre

co. : commentaires ; sc : sans

** : indice de qualité.

? : incertitude sur le sens de déplacement.

n°	dip	azdip	pl	azplg	ss	co.	28	69	307	03	036	D	sc	6	38	148	29	193	S	*	10	54	210	15	289	S	sc														
Station SCz01							29	70	196	18	279	S	sc	7	68	048	03	137	S	sc	11	75	276	30	195	D	sc														
							30	35	228	34	246	I	sc	8	51	127	51	127	N	sc	12	57	260	10	177	D	sc	13	49	355	20	067	S	sc							
							31	35	094	35	086	I	sc	9	39	152	17	084	D	**	10	72	041	20	124	S	sc	14	60	203	08	288	S	sc							
1	56	293	16	012	D	sc	32	59	059	10	143	S	sc	11	44	145	07	062	D	sc	15	69	273	14	188	D	sc														
2	65	310	64	331	I	sc	Station SCz03							12	74	006	01	096	S	sc	16	32	262	32	266	I	sc														
3	79	196	11	284	S	sc								1	80	343	34	066	D	**	13	51	359	51	359	N	sc	17	80	287	21	201	D	sc							
4	45	091	44	080	I	sc								2	72	040	24	122	S	**	14	71	027	09	114	S	sc	18	72	262	14	347	D	sc							
5	45	091	21	023	D	sc	3	69	317	31	240	D	sc	15	81	357	05	268	S	sc	Station SCz08																				
6	40	123	28	175	N	sc	4	85	347	40	073	D	sc	16	65	027	15	110	S	sc																					
7	78	103	15	190	D	sc	5	33	278	31	258	I	sc	17	82	015	12	103	S	sc																					
8	86	270	28	358	D	**	6	39	073	39	080	I	So	18	65	019	05	107	S	sc	1	69	024	42	314	S	sc														
9	85	359	47	274	S	sc	7	60	313	58	293	I	sc	19	31	235	29	257	I	sc	2	55	236	54	249	I	sc														
10	64	253	32	181	D	sc	8	69	214	14	299	S	sc	20	84	141	09	052	D	**	3	45	215	15	289	S	sc														
11	55	300	04	213	D	sc	9	62	049	27	123	S	sc	21	36	249	34	270	I	*	4	82	011	42	288	S	sc														
12	85	246	50	162	S	sc	10	81	306	11	034	D	sc	22	78	117	10	029	D	sc	5	36	271	24	324	I	sc														
13	80	187	20	273	S	**	11	32	265	32	267	I	sc	23	77	036	21	121	S	sc	6	46	215	42	245	I	sc														
14	82	004	32	279	S	sc	12	87	336	09	065	D	sc	24	65	104	07	017	D	sc	7	39	242	32	276	I	sc														
15	72	255	12	341	D	sc	13	70	063	42	134	S	sc	25	39	233	38	247	I	sc	8	87	084	72	003	D	sc														
16	88	284	11	194	D	sc	14	27	064	27	073	I	sc	26	63	132	17	051	D	sc	9	85	234	65	313	D	sc														
17	30	078	29	093	I	sc	15	69	034	21	116	S	sc	27	72	018	13	104	S	sc	10	52	265	52	277	I	sc														
18	85	063	50	339	N	sc	16	69	326	10	052	D	sc	28	40	240	30	287	I	sc	11	41	280	40	291	I	sc														
19	80	275	78	241	N	sc	17	81	225	27	310	S	sc	29	78	117	20	031	D	sc	12	45	277	42	251	I	sc														
20	84	255	83	224	N	sc	18	38	068	38	079	I	sc	30	82	014	07	103	S	sc	13	50	126	50	117	I	sc														
Station SCz02							19	42	226	30	276	I	sc	31	62	042	29	115	S	sc	14	36	196	07	116	S	sc														
							20	72	335	24	057	D	sc	32	82	154	08	243	D	sc	15	12	156	08	107	N	sc	16	87	025	37	297	S	sc							
							Station SCz04							Station SCz06							17	75	007	45	293	S	sc														
1	45	146	08	064	S	?															1	60	229	18	308	S	**	18	37	274	36	263	I	sc							
2	87	271	11	000	D	?															2	83	307	25	034	D	*	19	30	228	29	248	I	sc							
3	61	184	21	106	S	sc	3	81	316	14	044	D	sc	3	28	137	22	097	I	sc	20	82	250	57	328	D	sc														
4	78	157	09	245	D	?	4	69	276	04	004	D	sc	4	74	033	25	115	S	sc	21	79	255	48	333	D	sc														
5	48	079	47	097	I	sc	5	74	270	04	181	D	?	5	66	296	04	024	D	?	22	42	239	37	274	I	sc														
6	28	320	16	263	I	**	6	88	334	13	064	D	**	6	87	199	15	110	S	**	23	37	257	36	276	I	sc														
7	70	338	05	066	D	sc	7	76	253	26	336	D	sc	7	70	106	22	024	D	sc	Station SCz09																				
8	70	340	30	058	D	sc	8	78	278	03	007	D	**	8	78	346	27	070	D	?								1	72	219	66	176	I	sc							
9	80	260	69	197	N	sc	9	78	212	36	131	S	sc	9	88	226	08	316	S	sc								2	61	192	61	192	I	sc							
10	26	281	23	254	I	sc	10	86	217	03	127	S	sc	10	35	263	35	254	I	sc	3	75	149	08	237	S	sc														
11	66	118	15	201	D	**	11	80	206	12	118	S	sc	11	81	242	40	324	S	sc	4	80	333	10	061	S	sc														
12	30	271	22	226	I	sc	12	79	297	09	025	D	sc	12	71	328	32	046	D	sc	5	70	241	16	325	D	sc														
13	50	252	46	282	N	sc	13	85	307	07	036	D	sc	Station SCz07							6	33	288	30	259	I	sc														
14	47	021	28	081	S	sc	14	75	274	19	359	D	sc								1	42	251	42	262	I	sc	7	19	292	19	287	I	sc							
15	74	078	74	078	N	sc	15	88	134	07	044	D	sc								2	75	276	21	000	D	sc	8	50	157	12	237	S	sc							
16	15	295	13	265	I	sc	16	83	220	22	133	S	sc	3	43	153	40	177	I	sc	9	75	172	21	256	S	sc														
17	76	197	18	282	S	sc	Station SCz05							4	44	310	39	277	I	sc	10	72	287	12	013	D	sc														
18	73	090	67	046	N	sc								1	37	190	09	112	S	+	5	76	065	36	345	D	sc	11	69	282	07	009	D	sc							
19	59	027	21	104	S	sc								2	37	140	37	134	I	sc	6	44	351	16	064	S	?	12	39	276	38	265	I	sc							
20	70	138	17	222	D	sc	3	89	036	37	307	S	*	7	34	254	34	257	I	sc	13	27	295	18	244	I	sc														
21	26	259	25	275	I	sc	4	32	143	18	084	D	sc	8	82	267	80	304	N	sc	14	70	279	02	008	D	sc														
22	80	008	03	097	S	sc	5	78	038	07	127	S	sc	9	89	304	53	033	D	sc	15	62	164	15	246	S	sc														
23	72	316	15	041	D	sc	Station SCz05							Station SCz07							16	82	212	19	299	S	sc														
24	24	265	24	258	I	sc															1	37	190	09	112	S	+	1	42	251	42	262	I	sc	17	82	212	19	299	S	sc
25	72	254	67	294	N	sc															2	37	140	37	134	I	sc	2	75	276	21	000	D	sc	18	72	262	14	347	D	sc
26	66	215	19	134	S	sc															3	89	036	37	307	S	*	3	43	153	40	177	I	sc	19	30	228	29	248	I	sc
27	82	147	13	235	D	sc															4	32	143	18	084	D	sc	4	44	310	39	277	I	sc	20	82	250	57	328	D	sc

n°	dip	azdip	pl	azplg	ss	co.	Station SCz12							17	80	227	18	140	S	sc	25	89	322	10	232	D	sc
							1	84	170	13	259	S	?	18	88	290	19	201	D	sc	Station SCz16						
17	79	295	02	205	D	sc	2	89	197	12	287	S	sc	19	81	206	22	120	S	sc	1	45	280	39	244	I	sc
18	66	349	39	058	I	sc	3	88	019	23	108	S	*	20	89	117	13	027	D	sc	2	33	275	32	287	I	sc
19	73	298	08	026	D	sc	4	87	017	13	106	S	sc	21	75	016	27	098	S	sc	3	61	052	28	125	S	sc
20	59	171	04	259	S	sc	5	89	122	11	032	D	sc	22	28	307	19	257	I	sc	4	69	186	16	102	S	sc
21	67	296	24	217	D	sc	6	72	149	05	061	D	*	Station SCz14							5	72	205	13	119	S	sc
22	69	193	64	155	N	sc	7	10	004	04	068	I	sc	1	16	077	16	073	I	**	6	32	041	20	094	I	sc
23	43	081	43	077	I	sc	8	74	026	14	112	S	**	2	52	063	18	348	S	sc	7	81	022	70	086	N	sc
24	63	277	08	003	D	sc	9	73	130	25	212	D	sc	3	61	210	16	129	S	sc	8	76	098	43	175	D	sc
Station SCz10							10	62	140	06	227	D	?	4	73	168	03	257	D	?	9	84	208	32	294	S	sc
1	67	046	05	134	S	sc	11	27	275	26	259	I	**	5	46	180	12	258	S	sc	10	76	010	28	092	S	sc
2	63	090	30	017	D	sc	12	72	147	04	236	D	sc	6	74	091	24	008	D	*	11	37	143	36	155	I	sc
3	56	146	32	081	D	sc	13	20	227	20	234	I	sc	7	82	142	20	229	D	sc	12	88	094	49	182	D	sc
4	89	126	30	037	D	sc	14	75	301	05	030	D	sc	8	56	271	31	337	D	sc	13	81	196	11	108	S	sc
5	70	321	31	038	D	sc	15	29	250	29	247	I	sc	9	19	087	19	083	I	sc	14	59	187	21	110	S	sc
6	78	177	35	096	S	?	16	80	134	11	046	D	?	10	50	250	15	327	S	?	15	30	237	29	256	I	sc
7	82	272	12	001	D	sc	17	79	028	17	115	S	sc	11	46	088	38	130	N	**	Station SCz17						
8	83	257	06	346	D	*	18	65	125	17	207	D	sc	12	76	080	45	004	D	*	1	74	333	63	389	N	sc
9	45	043	21	336	S	*	19	82	202	19	289	S	*	13	74	219	08	307	S	*	2	28	267	24	234	I	sc
10	58	145	27	074	D	*	20	79	222	22	308	S	**	14	81	307	04	036	D	sc	3	30	016	18	071	I	sc
11	60	036	11	120	S	sc	21	32	271	32	265	I	sc	15	77	303	12	216	D	sc	4	60	338	60	338	N	sc
12	35	180	04	265	S	&I	22	62	138	18	058	D	*	16	82	206	12	294	S	sc	5	66	315	13	231	D	sc
13	71	031	06	303	S	sc	23	82	147	07	058	D	sc	17	58	228	21	152	S	sc	6	84	021	73	311	N	?
14	32	070	30	095	I	sc	24	39	087	35	058	I	sc	18	69	277	17	194	D	sc	7	56	044	15	124	S	sc
15	73	141	22	224	D	**	25	79	172	07	261	S	sc	19	10	074	10	087	I	sc	8	50	028	20	316	S	sc
16	23	097	23	100	I	sc	26	84	223	17	311	S	sc	20	50	105	49	117	N	sc	9	76	320	52	249	D	sc
17	71	137	30	058	D	sc	27	77	134	06	045	D	sc	21	80	137	09	225	D	sc	10	33	283	33	285	I	sc
18	80	264	08	353	D	sc	28	30	245	30	242	I	*	22	51	187	23	257	S	sc	11	65	276	36	206	D	sc
19	65	045	02	316	S	sc	29	82	162	12	074	D	?	23	68	066	10	340	D	sc	12	34	070	10	145	D	sc
20	32	087	30	108	I	sc	30	70	141	07	054	D	sc	24	71	233	13	148	S	?	13	83	264	12	176	D	sc
21	78	146	20	232	D	sc	31	42	058	42	059	I	sc	Station SCz15							14	80	312	06	223	D	sc
22	20	054	18	084	I	sc	32	17	035	16	054	I	**	1	65	132	33	060	I	sc	15	66	326	06	053	D	sc
23	51	040	18	115	S	sc	33	89	312	07	222	D	sc	2	39	046	04	130	S	sc	16	75	138	11	051	D	sc
24	71	145	28	066	D	sc	34	80	327	11	239	D	sc	3	48	134	14	211	D	sc	17	49	027	10	108	S	sc
Station SCz11							35	78	214	14	301	S	sc	4	89	151	20	061	D	sc	18	31	264	28	237	I	sc
1	72	204	42	277	S	**	36	80	014	21	100	S	sc	5	53	332	53	332	N	sc	19	30	272	30	267	I	sc
2	40	267	39	284	I	*	37	82	200	09	289	S	sc	6	86	319	08	230	D	sc	20	68	313	15	229	D	sc
3	85	298	40	024	D	*	38	74	144	17	059	D	sc	7	55	324	32	260	D	sc	21	86	272	09	183	D	sc
4	67	207	17	290	S	**	39	40	244	39	255	I	sc	8	76	247	15	333	S	sc	Station SCz18						
5	54	347	52	322	I	sc	Station SCz13							9	48	341	25	276	D	sc	1	51	357	20	070	S	**
6	82	263	50	343	D	sc	1	76	143	01	233	D	sc	10	72	234	29	314	S	sc	2	44	002	37	041	I	sc
7	60	001	39	064	I	*	2	78	210	20	296	S	sc	11	66	311	11	036	D	sc	3	21	043	21	046	I	**
8	46	106	43	079	I	**	3	74	219	37	141	S	sc	12	59	304	40	004	D	&N	4	89	111	27	200	D	*
9	70	201	17	117	S	sc	4	85	217	13	128	S	sc	13	60	303	15	024	D	sc	5	22	072	20	045	I	sc
10	62	265	29	338	D	sc	5	28	197	17	252	I	sc	14	80	245	10	333	S	sc	6	79	264	09	176	D	sc
11	61	239	52	284	D	sc	6	87	005	31	093	S	sc	15	79	242	13	329	S	sc	7	83	278	07	189	D	sc
12	80	307	07	036	D	sc	7	86	196	10	107	S	sc	16	73	306	73	309	N	sc	8	73	322	68	281	N	sc
13	70	222	21	304	S	sc	8	62	186	51	235	N	sc	17	32	018	16	316	I	sc	9	82	218	08	307	S	sc
14	28	256	25	283	I	sc	9	32	297	22	248	I	sc	18	81	245	17	332	S	sc	10	65	082	16	359	D	sc
15	77	272	41	350	D	sc	10	88	220	13	310	S	sc	19	69	237	15	321	S	sc	11	86	173	23	085	S	sc
16	82	210	38	294	S	sc	11	89	280	29	009	D	sc	20	72	327	15	242	D	sc	12	84	164	23	077	S	sc
17	39	277	35	247	I	sc	12	88	209	09	299	S	sc	21	79	253	21	339	S	sc	13	80	080	02	170	D	sc
18	83	260	49	342	D	sc	13	23	332	17	018	I	sc	22	42	137	30	087	I	sc	14	83	210	45	293	S	?
19	76	197	21	282	S	sc	14	85	213	25	125	S	sc	23	66	256	19	337	S	sc	15	83	090	05	001	D	sc
							15	77	098	20	183	D	sc	24	80	145	17	058	D	sc							
							16	38	227	37	242	I	sc														

285

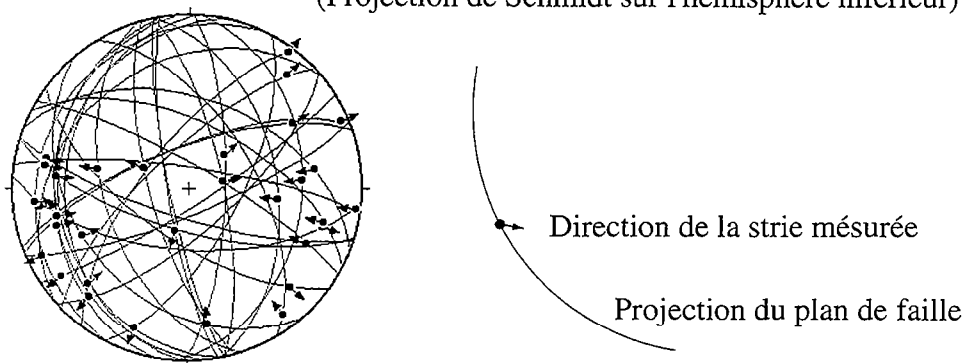
n°	dip	azdip	pl	azplg	ss	co.	Station UEs01							Station UEs04							5	62	149	40	213	N	&D
							1	89	332	21	062	D	sc	1	75	238	72	204	N	+	6	65	351	41	285	S	&N
13	17	247	13	287	I	sc	2	35	075	04	159	S	sc	2	34	105	22	052	I	sc	7	50	112	14	190	D	**
14	78	334	32	252	D	sc	3	87	169	21	080	D	?	3	29	091	27	072	I	sc	8	67	349	50	289	S	&N
15	59	283	17	204	D	sc	4	79	161	21	075	D	**	4	46	231	44	251	I	**	9	29	246	23	209	I	sc
16	82	227	21	314	S	sc	5	85	015	01	286	S	sc	5	70	049	08	136	S	*	10	79	014	20	288	S	**
17	82	259	20	346	S	sc	6	44	203	44	209	I	?	6	23	243	18	279	I	sc	11	66	064	19	343	D	sc
18	20	247	18	275	I	sc	7	73	331	24	053	D	sc	7	25	076	23	053	I	+	12	31	223	30	237	I	**
19	62	337	20	258	D	sc	8	74	162	30	082	D	sc	8	89	187	12	097	S	**	13	35	224	34	244	I	sc
Station SCz37							9	78	165	27	249	D	sc	9	78	215	40	295	S	sc	14	40	011	37	037	I	sc
1	58	201	54	232	I	+	10	82	168	15	080	D	sc	10	81	284	45	203	D	sc	15	54	344	42	295	S	&N
2	88	015	38	287	S	sc	11	89	169	21	079	D	sc	11	84	254	37	169	D	sc	16	68	077	21	356	D	sc
3	65	089	60	125	N	sc	12	72	044	21	127	S	sc	12	28	071	28	068	I	sc	17	21	254	19	232	I	sc
4	31	230	18	287	I	sc	13	82	146	13	058	D	sc	13	51	178	15	101	S	sc	18	80	001	26	276	S	sc
5	74	008	21	284	S	sc	14	21	064	20	082	I	?	14	80	299	20	025	D	sc	19	72	010	29	291	S	sc
6	82	042	22	129	S	sc	15	78	026	10	298	S	sc	15	76	039	11	126	S	sc	20	89	252	03	342	D	sc
7	33	136	15	071	I	sc	16	70	156	18	073	D	sc	16	21	071	21	075	I	**	21	63	116	18	196	D	sc
8	81	194	42	112	S	sc	Station UEs02						17	86	266	29	178	D	sc	22	59	106	07	192	D	sc	
9	74	324	64	269	I	sc	1	62	345	08	259	D	**	18	20	055	20	063	I	sc	23	30	048	30	055	I	sc
10	87	026	24	115	S	sc	2	54	235	35	294	S	sc	19	62	183	18	103	S	sc	Station UEs07						
11	56	349	32	284	D	sc	3	62	071	50	122	S	So	20	88	291	27	020	D	sc	1	77	051	11	138	D	?
12	58	132	50	090	N	sc	4	40	315	38	297	I	**	21	12	246	12	247	I	sc	2	88	155	16	244	S	sc
13	87	028	17	299	S	sc	5	58	290	40	232	N	sc	22	22	083	21	074	I	sc	3	84	163	24	075	S	sc
14	83	008	08	279	S	**	6	89	338	14	248	D	sc	23	75	026	13	112	S	sc	4	88	160	10	070	S	sc
15	62	102	58	134	N	sc	7	56	277	45	229	N	sc	24	32	184	23	231	I	sc	5	79	102	49	179	D	**
16	74	023	34	102	S	**	8	65	130	27	054	D	sc	25	78	304	27	220	D	sc	6	16	275	16	283	I	sc
17	68	292	04	204	D	sc	9	81	144	26	058	D	sc	26	72	038	09	125	S	sc	7	75	071	08	343	D	**
Station SCz38							10	35	079	34	092	I	**	27	28	227	24	260	I	sc	8	89	340	26	251	S	sc
1	87	296	05	206	D	**	11	20	202	17	235	I	**	28	83	256	46	173	D	sc	9	68	264	48	327	I	sc
2	07	315	01	242	I	sc	12	40	094	40	084	I	sc	29	68	058	15	142	S	sc	10	85	296	21	024	D	sc
3	79	166	12	078	S	sc	13	40	056	39	071	I	sc	Station UEs05						11	65	250	08	336	D	sc	
4	76	181	02	271	S	sc	14	80	136	13	048	D	sc	1	67	313	03	224	D	sc	12	51	053	51	053	I	sc
5	78	328	21	243	D	?	15	69	228	28	306	S	sc	2	79	232	31	315	S	sc	13	79	167	19	081	S	sc
6	21	324	07	255	I	*	16	32	077	31	065	I	sc	3	60	157	60	157	N	*	14	84	158	21	070	S	sc
7	89	302	02	032	D	**	17	72	154	11	068	D	sc	4	88	174	13	264	S	sc	15	78	082	09	354	D	sc
8	85	137	14	048	D	sc	Station UEs03						5	85	349	12	260	D	*	16	10	261	10	249	I	sc	
9	12	219	01	308	N	sc	1	35	129	34	117	I	**	6	59	016	33	083	S	sc	17	72	163	29	083	S	sc
10	77	138	02	228	D	sc	2	20	260	18	287	I	**	7	47	288	02	016	D	sc	18	74	170	34	091	S	sc
11	89	307	23	037	D	**	3	34	225	33	238	I	**	8	33	075	31	053	I	?	19	82	070	02	340	D	sc
12	10	131	01	217	N	sc	4	77	021	20	296	S	sc	9	11	056	10	037	I	sc	Station UEs08						
13	81	165	03	075	S	sc	5	75	140	15	226	D	?	10	86	353	21	265	S	sc	1	45	009	36	326	N	**
14	78	160	07	249	S	sc	6	74	100	09	013	D	sc	11	79	199	19	113	S	**	2	43	216	19	148	N	sc
15	84	238	04	148	S	sc	7	53	210	39	262	S	sc	12	23	086	22	068	I	**	3	89	242	06	152	D	sc
16	82	168	18	255	S	sc	8	77	118	10	030	D	sc	13	75	202	02	291	S	**	4	46	239	10	159	D	**
17	15	248	14	230	N	sc	9	81	131	12	043	D	+	14	72	177	25	096	S	sc	5	57	246	07	161	D	**
18	82	134	04	223	D	sc	10	85	122	02	212	D	sc	15	80	316	07	227	D	sc	6	68	257	12	172	D	sc
19	78	175	21	260	S	sc	11	74	114	11	027	D	sc	16	20	066	18	045	I	sc	7	86	084	21	356	D	sc
20	83	292	08	203	D	sc	12	82	111	08	022	D	sc	17	70	179	30	101	S	?	8	50	350	48	011	N	sc
21	76	146	16	232	D	sc	13	70	014	15	290	S	sc	18	53	121	12	040	D	sc	9	72	032	35	109	S	sc
22	10	225	10	224	N	sc	14	29	057	28	066	I	sc	19	82	204	23	117	S	sc	10	83	350	09	261	S	*
23	20	295	14	247	I	sc	15	35	250	35	257	I	sc	20	14	326	01	240	I	sc	11	79	175	12	087	S	sc
24	15	257	14	235	N	sc	16	70	097	20	015	D	sc	Station UEs06						12	41	216	38	241	I	?	
25	86	135	13	046	D	sc	17	67	214	23	294	S	sc	1	88	343	30	254	S	?	Station UEs09						
							18	41	232	41	236	I	sc	2	73	091	04	180	D	sc	1	53	272	23	201	D	**
													3	76	007	24	283	S	sc	2	86	079	31	167	D	?	
													4	69	090	36	016	D	sc								

n°	dip	azdip	pl	azplg	ss	co.	14	62	223	13	140	S	?	Station TdF01	4	25	034	19	078	I	sc						
							15	50	271	11	190	D	sc	1	80	021	11	293	S	**	5	86	088	12	177	D	sc
3	42	286	06	009	D	**	16	63	019	22	097	S	sc	2	83	037	17	125	S	sc	6	73	302	35	224	S	?
4	37	026	20	087	S	sc	17	38	192	36	214	I	?	3	72	268	02	357	D	**	7	77	094	07	182	D	sc
5	77	254	05	165	D	sc	18	70	106	13	191	D	sc	4	37	226	10	150	S	sc	8	83	102	07	013	D	**
6	51	227	11	308	S	sc	19	57	274	25	202	D	**	5	16	064	16	059	I	sc	9	53	106	53	106	N	sc
7	58	096	27	025	D	sc	20	61	004	15	085	S	sc	6	69	256	22	337	D	*	10	78	090	13	177	D	sc
8	79	036	12	124	S	**	21	15	209	15	212	I	sc	7	80	015	10	287	S	?	11	82	343	28	257	S	**
9	27	037	27	029	I	**	22	35	057	34	046	I	?	8	73	100	49	169	N	sc	12	75	175	16	089	S	sc
10	80	258	16	171	D	sc	Station UEs12						9	05	319	01	244	I	sc	13	31	233	31	226	I	So	
11	12	339	10	011	I	?	1	15	226	12	262	I	**	10	67	250	27	328	D	sc	14	89	273	05	183	D	sc
12	50	275	21	204	D	sc	2	37	044	37	034	I	**	11	74	026	19	110	S	sc	15	20	053	20	058	I	sc
13	82	031	20	118	S	sc	3	12	192	06	251	I	**	12	19	046	19	053	I	sc	16	79	331	30	247	S	sc
14	74	252	07	164	D	sc	4	77	319	13	232	D	**	13	75	015	07	287	S	*	Station TdF05						
15	20	051	19	035	I	sc	5	84	234	29	147	S	**	14	52	119	40	168	N	sc	1	88	072	05	162	D	**
16	49	221	13	299	S	sc	6	78	181	11	269	S	So	15	53	024	08	108	S	sc	2	51	171	50	156	N	?
17	51	291	05	017	D	sc	7	20	281	17	250	I	sc	16	22	263	21	241	I	sc	3	89	056	15	146	D	sc
18	79	077	27	161	D	sc	8	81	092	33	008	D	**	17	72	012	09	285	S	sc	4	65	121	20	041	S	sc
19	17	266	10	214	I	sc	9	72	094	22	012	D	**	18	64	260	22	339	D	sc	5	81	025	23	111	S	sc
20	53	229	32	291	S	sc	10	80	058	31	334	S	+	19	72	029	16	114	S	+	6	88	247	21	158	D	sc
21	58	282	17	203	D	sc	11	83	290	16	018	D	sc	Station TdF02						7	79	116	20	202	D	sc	
22	12	031	12	047	I	sc	12	52	115	12	035	D	sc	1	40	341	40	347	N	sc	8	57	132	15	212	S	*
23	83	033	16	121	S	sc	13	36	105	18	043	N	**	2	17	036	16	052	I	sc	9	48	338	45	004	N	sc
24	62	083	25	007	D	sc	14	78	282	41	001	D	+	3	63	056	08	330	S	?	10	33	060	33	071	I	**
Station UEs10							15	88	274	30	003	D	sc	4	66	034	40	326	N	sc	11	63	211	23	133	S	sc
1	67	315	24	034	D	?	16	79	226	32	143	S	sc	5	58	119	14	038	D	**	12	71	136	07	048	S	sc
2	82	234	16	322	S	sc	17	21	244	21	243	I	sc	6	73	241	23	324	S	?	13	79	086	04	357	D	sc
3	35	005	28	324	I	sc	18	62	291	13	208	D	**	7	40	254	30	209	I	sc	14	22	043	22	042	I	sc
4	57	271	19	348	D	**	19	84	006	07	095	S	sc	8	46	359	31	054	S	sc	15	60	328	49	016	N	sc
5	76	166	14	080	S	sc	20	72	285	34	002	D	**	9	70	111	09	024	D	sc	16	84	339	17	067	S	**
6	83	280	08	009	D	+	21	17	055	17	044	I	*	10	21	246	20	221	I	sc	17	89	242	21	152	D	sc
7	53	222	37	167	S	sc	22	80	086	27	001	D	sc	11	52	005	34	063	S	sc	18	82	075	02	345	D	sc
8	59	189	18	110	S	sc	Station UEs13						12	62	253	33	323	D	sc	19	82	094	07	183	D	sc	
9	81	216	11	304	S	sc	1	24	224	24	221	I	sc	13	59	173	23	098	S	sc	20	61	317	22	240	S	sc
10	19	015	19	027	I	sc	2	40	100	40	102	I	sc	14	58	094	31	162	D	sc	21	72	078	11	352	D	sc
11	77	289	03	018	D	sc	3	58	214	04	127	S	sc	Station TdF03						22	24	062	23	043	I	?	
12	70	181	12	095	S	sc	4	73	027	50	318	N	*	1	65	341	40	048	N	&S	Station TdF06						
13	50	263	17	338	D	sc	5	20	175	11	232	I	**	2	71	031	63	344	I	sc	1	83	228	34	143	S	**
14	85	256	05	166	D	sc	6	86	027	23	299	S	**	3	39	022	39	020	I	sc	2	59	148	03	060	D	?
15	62	204	31	275	S	sc	7	66	282	01	012	D	?	4	51	156	40	203	N	sc	3	53	250	26	182	D	*
16	31	211	31	223	I	sc	8	57	210	57	210	N	sc	5	80	030	41	309	D	sc	4	71	097	02	186	D	**
17	23	251	22	231	I	sc	9	82	033	11	305	S	sc	6	63	332	59	004	N	sc	5	75	117	17	032	D	**
Station UEs11							10	85	119	32	032	D	**	7	84	206	30	293	D	sc	6	67	270	20	189	D	sc
1	53	264	31	201	D	**	11	88	331	39	059	S	**	8	51	009	40	056	N	&D	7	78	129	36	210	D	*
2	72	061	14	146	D	sc	12	89	289	10	019	D	sc	9	78	286	23	011	S	sc	8	63	200	31	272	S	So
3	35	265	25	217	D	sc	13	32	042	32	035	I	sc	10	59	003	56	030	N	sc	9	89	234	29	145	S	sc
4	52	024	20	097	S	*	14	82	346	28	072	S	sc	11	85	311	25	039	S	sc	10	71	111	12	025	D	sc
5	36	303	19	005	N	&D	15	70	274	08	001	D	sc	12	83	034	37	309	D	sc	Station TdF07						
6	68	296	23	216	D	**	16	70	344	21	066	S	sc	13	60	153	50	200	N	sc	1	67	143	07	230	S	?
7	35	186	33	206	I	sc	17	27	241	26	226	I	sc	14	82	301	29	027	S	sc	2	79	133	02	043	S	sc
8	49	306	02	218	D	sc	18	22	026	22	032	I	sc	15	49	026	42	348	I	sc	3	34	274	06	193	D	sc
9	40	022	02	294	S	sc	19	80	116	21	030	D	sc	Station TdF04						4	76	110	27	193	D	?	
10	43	199	06	115	S	So	20	84	021	17	293	S	sc	1	73	346	25	264	S	**	5	70	134	05	046	S	+
11	61	276	17	196	D	sc							2	83	168	19	080	S	**	6	72	137	05	049	S	**	
12	39	019	10	302	S	sc							3	45	054	02	142	D	?	7	80	151	20	237	S	sc	
13	40	235	39	222	I	sc																					

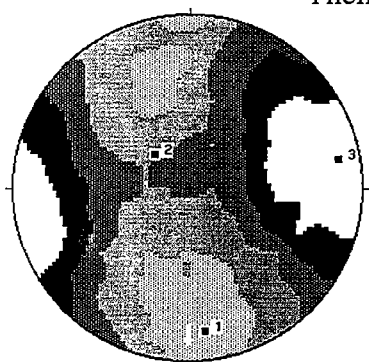
n°	dip	azdip	pl	azplg	ss	co.	7	61	166	18	246	S	sc	14	23	031	23	035	I	sc	5	79	155	26	070	S	**
8	77	126	13	039	S	sc	Station TdF11							15	32	051	29	023	I	sc	6	66	022	45	318	N	**
9	63	221	62	239	I	sc	1	82	347	14	259	S	**	16	85	274	09	185	D	sc	7	39	322	32	283	N	**
10	43	228	43	234	I	**	2	76	177	44	101	S	**	17	22	078	15	031	I	**	8	58	335	15	055	S	sc
11	77	120	04	031	S	**	3	68	311	17	228	D	?	18	87	342	15	071	S	sc	9	89	083	35	354	D	sc
12	75	343	33	263	S	sc	4	33	166	10	242	S	sc	Station TdF14							10	50	309	47	284	I	sc
13	37	089	12	015	D	?	5	88	118	10	208	D	sc	1	85	124	09	213	S	sc	11	42	295	35	255	I	**
14	69	137	09	050	S	sc	6	35	123	02	037	D	sc	2	72	239	11	152	D	sc	12	74	249	70	287	N	?
15	39	214	39	225	I	sc	7	75	204	31	123	S	*	3	71	268	10	355	D	sc	Station TdF17						
16	72	262	08	349	D	sc	8	87	197	19	286	S	*	4	31	205	31	199	I	sc	1	47	268	44	244	I	sc
17	77	338	28	255	S	sc	9	83	179	25	092	S	+	5	88	003	24	092	S	sc	2	87	089	33	177	D	sc
18	84	131	03	041	S	**	10	72	107	12	193	D	sc	6	86	074	08	163	D	sc	3	82	283	64	210	D	?
19	80	140	07	051	S	sc	11	35	226	35	225	I	?	7	73	021	34	303	S	sc	4	55	297	50	264	N	*
20	47	278	11	198	D	?	12	78	175	21	090	S	sc	8	30	196	30	196	I	sc	5	12	198	10	235	I	**
21	71	164	28	085	S	sc	13	77	282	22	197	D	sc	9	78	346	30	263	S	sc	6	78	090	37	171	D	**
22	73	128	04	039	S	**	14	70	189	26	269	S	**	10	26	216	26	206	I	sc	7	71	005	48	073	S	**
23	32	202	31	221	I	?	15	24	187	19	228	I	sc	11	83	082	14	170	D	sc	8	10	044	09	024	I	sc
24	70	146	24	227	S	sc	16	63	096	12	012	D	sc	12	79	243	21	157	D	sc	9	34	051	22	359	D	sc
25	52	270	09	187	D	sc	17	62	184	17	103	S	**	13	70	095	23	176	D	sc	10	65	359	32	072	S	sc
26	77	138	03	049	S	**	Station TdF12							14	85	016	26	104	S	sc	11	88	281	13	011	D	**
27	22	244	20	223	I	sc	1	79	185	17	098	S	**	15	22	234	18	203	I	sc	12	72	009	27	089	S	sc
28	33	036	33	047	I	?	2	73	303	10	030	D	**	16	29	190	27	211	I	sc	13	62	094	29	167	D	sc
29	86	307	07	217	S	sc	3	89	351	03	261	S	sc	17	78	070	04	159	D	sc	14	21	214	21	225	I	sc
Station TdF08							4	57	336	46	024	S	sc	Station TdF15							15	75	017	31	098	S	sc
1	87	343	23	254	S	sc	5	73	148	21	231	S	*	1	84	182	89	179	N	sc	16	78	083	17	169	D	sc
2	53	295	53	295	N	sc	6	53	336	29	041	S	sc	2	61	260	60	249	I	sc	17	16	006	10	056	I	sc
3	89	305	30	216	D	?	7	54	344	28	051	S	sc	3	71	261	26	180	D	sc	18	89	106	07	196	D	sc
4	88	297	28	208	S	sc	8	51	313	30	015	D	sc	4	89	160	32	249	S	sc	19	74	354	32	074	S	sc
5	77	118	58	186	S	sc	9	40	025	40	031	I	sc	5	65	320	63	297	I	sc	20	59	078	13	160	D	sc
6	80	251	17	338	D	sc	10	82	183	08	272	S	sc	6	62	316	61	299	I	sc	21	57	306	49	348	N	sc
7	85	345	39	259	S	sc	11	62	353	25	069	S	sc	7	75	149	75	163	I	sc	22	82	197	30	282	S	sc
8	69	344	02	255	S	sc	12	80	291	12	019	D	sc	8	70	325	69	303	I	sc	23	27	207	26	226	I	sc
9	74	339	14	253	S	sc	13	32	224	32	224	I	sc	9	88	085	47	358	S	sc	Station TdF18						
10	66	269	09	355	D	sc	14	70	107	13	192	D	sc	10	62	310	62	306	I	sc	1	74	279	46	206	S	**
11	88	153	10	063	S	sc	15	73	146	17	231	S	sc	11	75	120	34	041	D	sc	2	58	039	37	101	D	sc
12	69	276	21	358	D	sc	16	60	266	37	330	D	sc	12	58	205	58	196	I	sc	3	70	014	34	090	D	?
13	78	255	07	344	D	sc	17	63	274	41	338	D	*	13	73	311	73	314	I	sc	4	79	084	16	171	D	sc
14	83	002	07	273	S	sc	18	88	168	21	257	S	sc	14	67	128	63	095	I	sc	5	69	009	27	088	D	sc
15	82	291	22	204	D	sc	19	78	358	16	085	S	sc	15	79	159	20	245	D	sc	6	55	158	12	239	S	*
Station TdF09							20	89	116	24	206	D	sc	16	44	285	43	291	N	sc	7	88	099	32	188	D	sc
1	60	002	10	086	S	sc	21	12	203	11	228	I	?	17	56	320	55	328	I	sc	Station TdF19						
2	68	041	21	122	S	sc	Station TdF13							18	67	323	67	333	I	sc	1	84	133	05	222	S	**
3	79	301	08	029	D	sc	1	82	065	64	138	N	sc	19	82	265	79	309	I	sc	2	86	055	31	327	D	**
4	67	030	07	117	S	sc	2	51	035	47	065	I	**	20	53	081	52	095	I	sc	3	19	298	03	020	N	sc
5	40	269	39	257	I	?	3	46	042	34	093	I	**	21	43	095	41	114	I	sc	4	80	324	03	235	S	sc
6	87	310	30	222	D	sc	4	30	049	28	029	I	?	22	33	166	21	220	I	sc	Station TdF20						
7	81	295	28	210	D	sc	5	30	037	27	008	I	sc	23	74	210	73	218	I	sc	1	71	085	50	019	D	?
Station TdF10							6	39	021	39	011	I	sc	24	61	028	59	007	I	sc	2	73	144	20	228	S	?
1	69	205	15	288	S	sc	7	80	073	01	344	D	sc	25	22	352	18	028	I	sc	3	80	216	22	302	S	*
2	53	221	53	229	I	sc	8	63	144	42	081	S	?	26	47	318	46	300	I	sc	4	62	172	32	243	S	sc
3	79	271	12	183	D	sc	9	89	167	29	256	S	**	Station TdF16							5	86	192	33	105	S	sc
4	66	185	02	096	S	sc	10	33	108	28	075	D	**	1	74	160	15	246	S	?	6	83	297	05	026	D	sc
5	57	162	10	244	S	sc	11	84	041	08	130	S	?	2	78	156	36	237	S	sc	7	86	301	10	212	D	*
6	84	295	02	205	D	sc	12	72	087	11	001	D	sc	3	49	332	49	332	N	**	8	27	226	25	242	I	?
							13	74	175	17	260	S	sc	4	64	035	52	344	N	sc							

A-2.3. Résultats graphiques de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits (Angelier and Mechler, 1977)

Représentation stéréographique des plans striés
(Projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur)

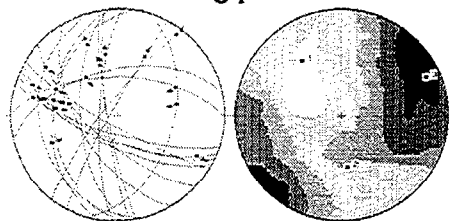


Résultat de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits :
Diagramme en compression (Projection de Schmidt sur
l'hémisphère inférieur)

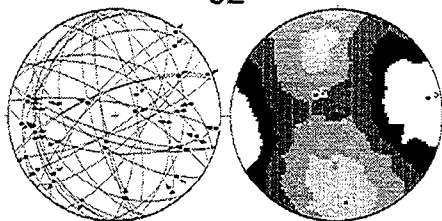


Stéréogrammes pour les stations de mesures de la province de Santa Cruz (Argentine) : SCz - -

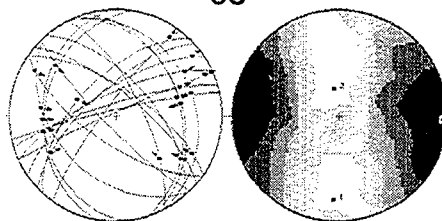
01



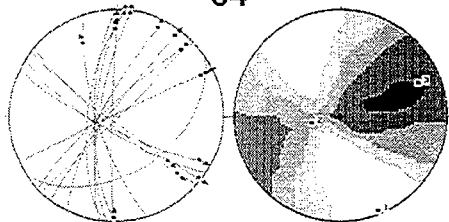
02



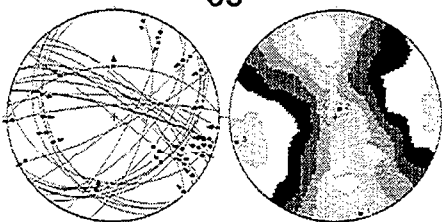
03



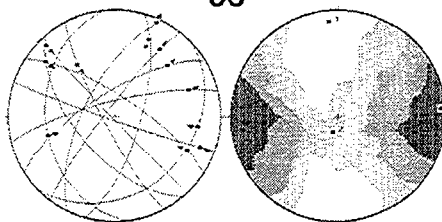
04



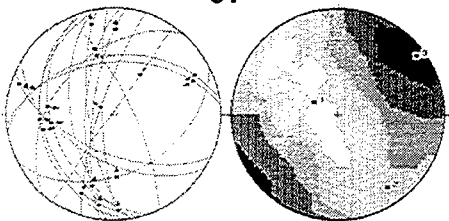
05



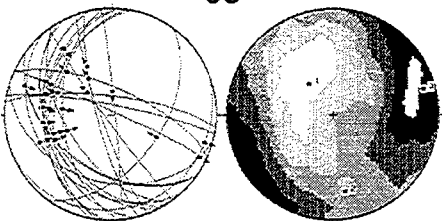
06



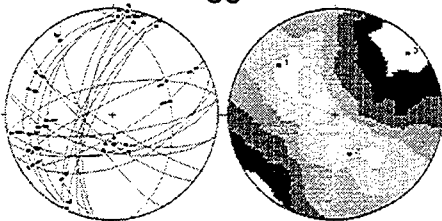
07



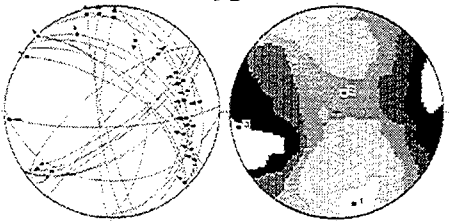
08



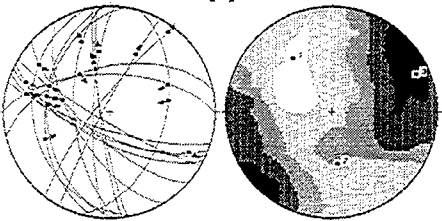
09



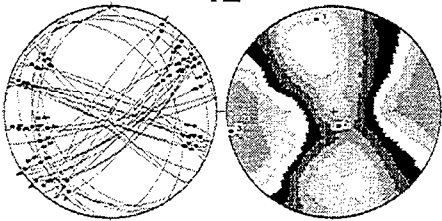
10



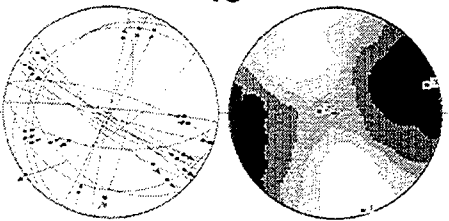
11



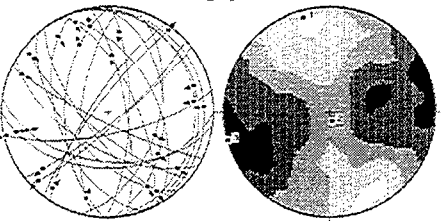
12



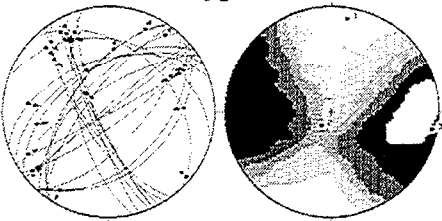
13



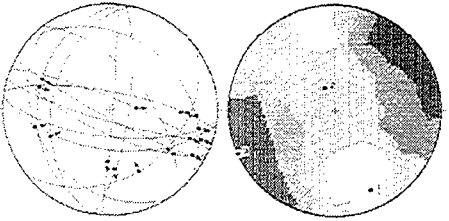
14



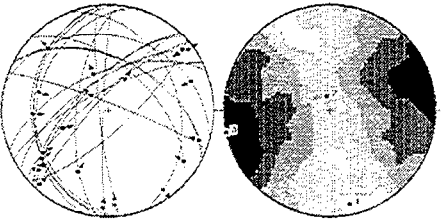
15



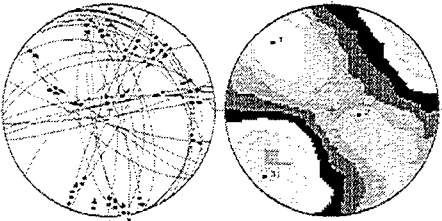
16



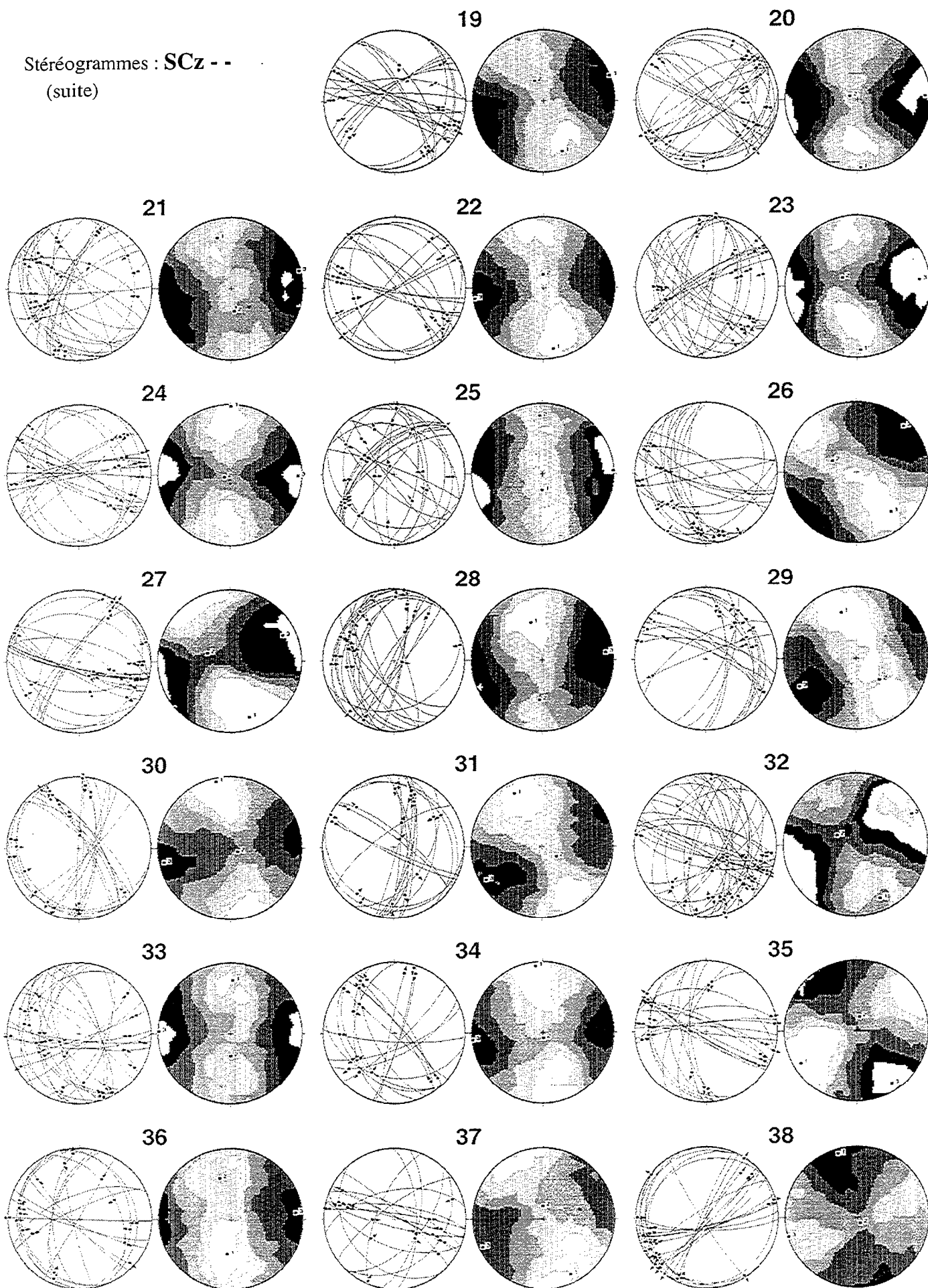
17



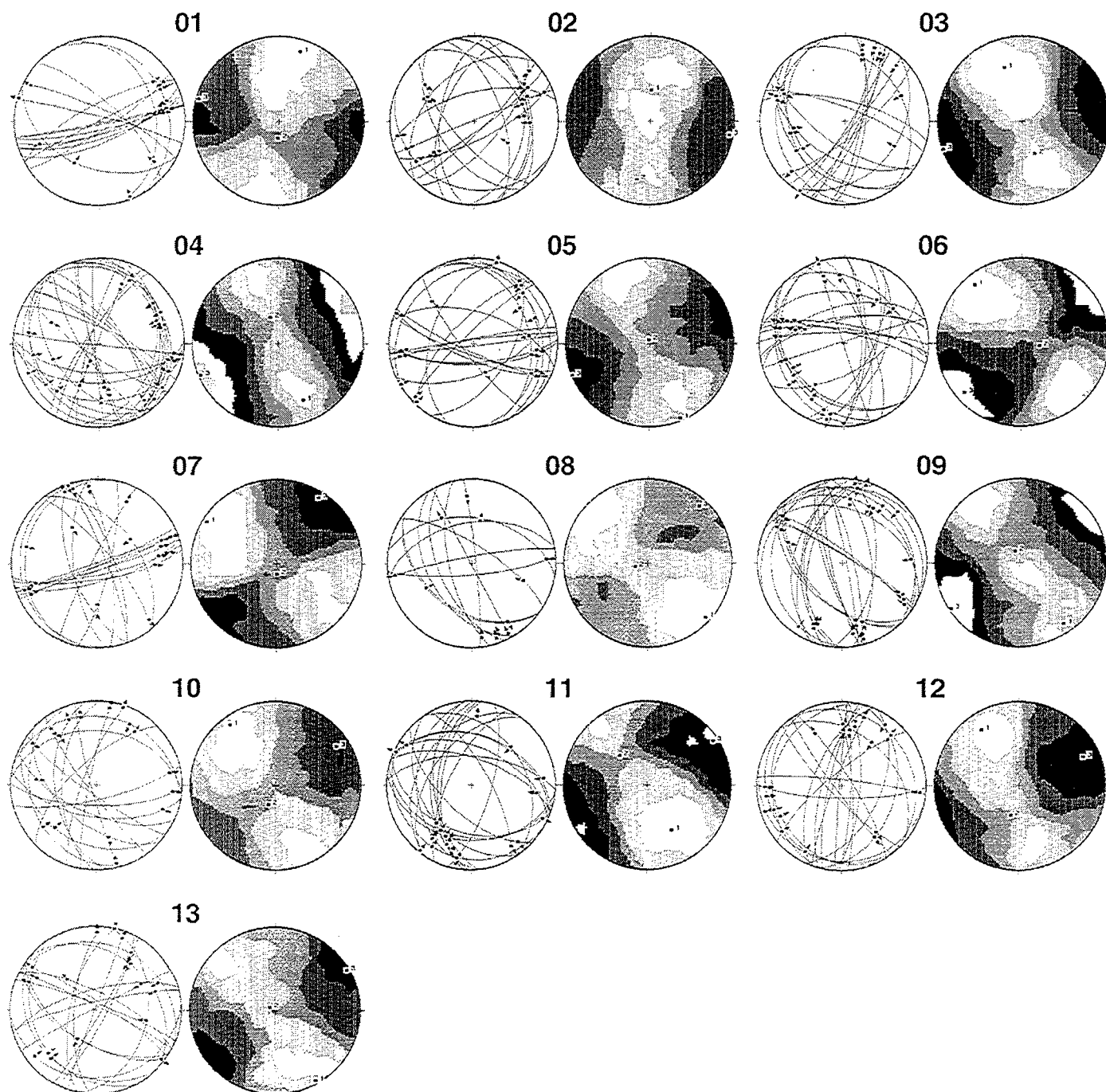
18



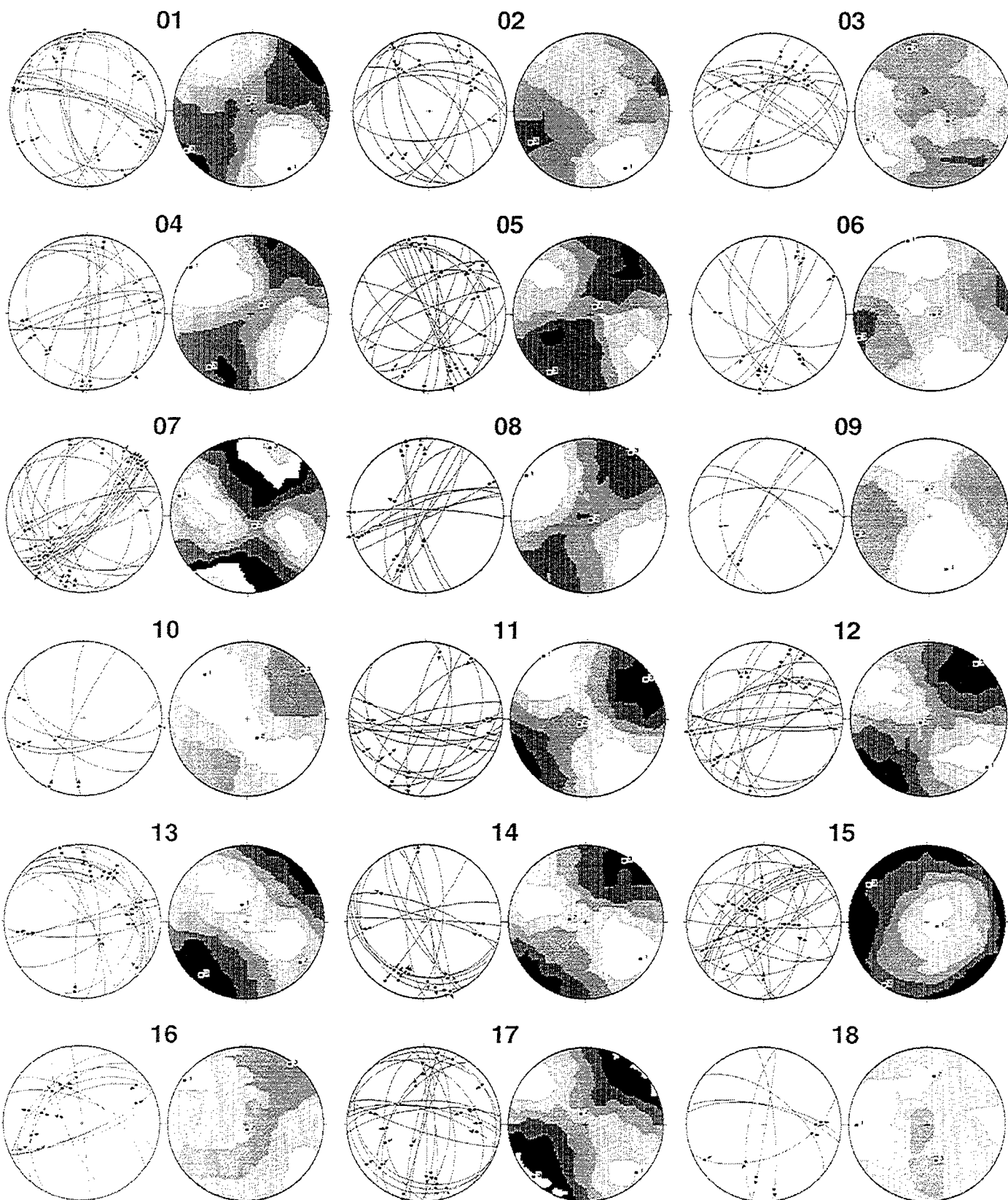
Stéréogrammes : SCz - -
(suite)



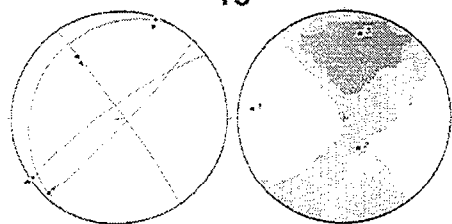
Stéréogrammes pour les stations de mesures de la province d'Ultima Esperanza (Chili) : UEs - -



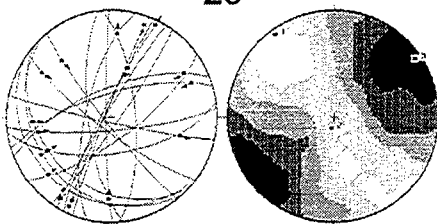
Stéréogrammes pour les stations de mesures de Terre de Feu argentine : **TdF - -**



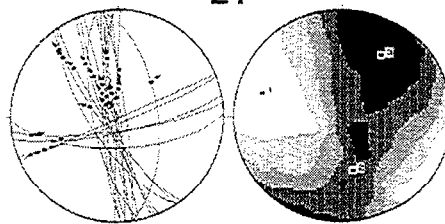
19



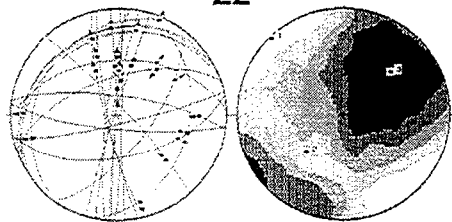
20



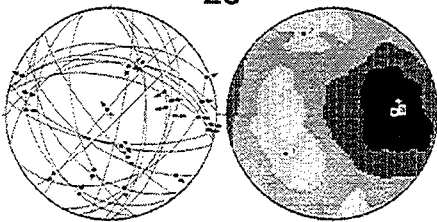
21



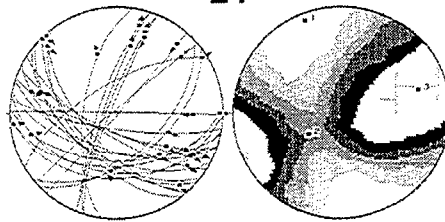
22



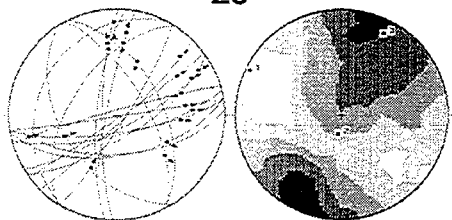
23



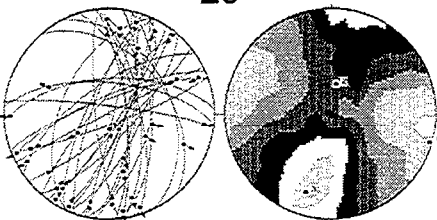
24



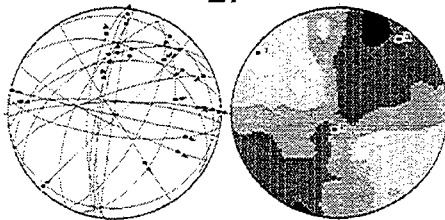
25



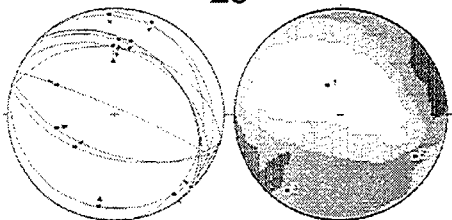
26



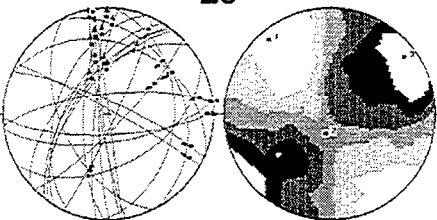
27



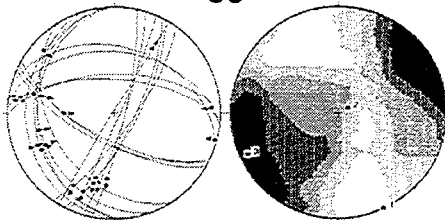
28



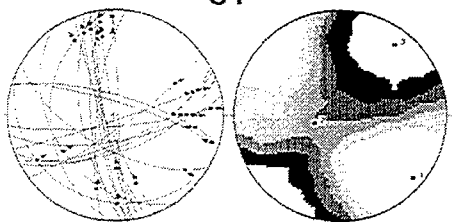
29



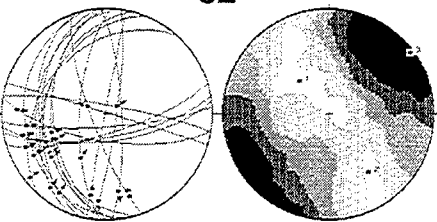
30



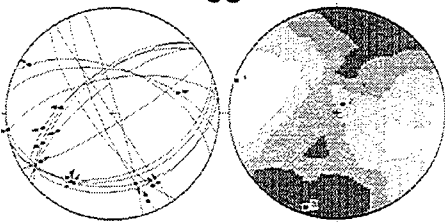
31



32



33



A-2.4. Tableau de résultats

Station	Localisation	Longitude	Latitude	Age	Azimut			Plunge			Valeurs propres			R	N	Max
					λ_1	λ_2	λ_3	$\epsilon\lambda_1$	$\epsilon\lambda_2$	$\epsilon\lambda_3$						
SCz 01	Paso Roballos	71°50'W	47°11'S	J	324	37	173	49	66	14	0,2195	0,0783	-0,2978	0,73	19	18
SCz 02	W Lac Ghio	71°48'W	47°13'S	J	173	18	314	68	79	13	0,1831	0,0650	-0,2481	0,73	32	28
SCz 03	NW Lac Ghio	71°36'W	47°14'S	J	183	21	351	69	92	4	0,2215	0,1836	-0,4051	0,94	20	20
SCz 04	NE Lac Posadas	71°45'W	47°30'S	J	158	4	257	68	67	22	0,3382	0,0111	-0,3492	0,52	16	16
SCz 05	E Lac Posadas	71°44'W	47°33'S	Ksup	165	5	29	83	256	5	0,2384	0,0987	-0,3371	0,76	32	30
SCz 06	E Lac Posadas	71°41'W	47°33'S	Mio	355	11	196	78	85	4	0,3036	0,0725	-0,3761	0,66	12	12
SCz 07	Peninsula Belgrano	72°09'W	47°51'S	Pal	298	70	146	18	53	9	0,1933	0,1401	-0,3334	0,90	18	18
SCz 08	Peninsula Belgrano	72°06'W	47°52'S	J	322	60	170	27	74	12	0,2754	0,0140	-0,2894	0,54	23	23
SCz 09	Lac Burmeister	72°08'W	47°56'S	J	311	30	159	56	49	13	0,1652	0,1393	-0,3044	0,94	24	24
SCz 10	Vallée Tucú Tucú	72°10'W	48°24'S	Pal	169	13	22	74	261	8	0,2238	0,0890	-0,3128	0,75	24	24
SCz 11	Vallée Tucú Tucú	72°06'W	48°24'S	J	324	37	173	49	66	14	0,2195	0,0783	-0,2978	0,73	19	18
SCz 12	Vallée Tucú Tucú	71°59'W	48°18'S	Ksup	350	12	157	78	259	3	0,2664	0,1060	-0,3724	0,75	39	39
SCz 13	NE Lac Cardiel	71°09'W	48°46'S	Ksup	164	4	275	78	73	11	0,2908	0,0617	-0,3524	0,64	22	21
SCz 14	E Lac Cardiel	71°25'W	48°51'S	Ksup	344	8	163	82	254	0	0,2089	-0,0051	-0,2038	0,48	24	20
SCz 15	NE Lac San Martín	72°15'W	48°56'S	J	10	12	214	77	101	5	0,3177	0,0229	-0,3406	0,55	25	25
SCz 16	NE Lac San Martín	72°15'W	48°58'S	Pal	156	19	336	71	246	0	0,1987	0,1079	-0,3066	0,82	15	14
SCz 17	SW Lac San Martín	72°31'W	49°09'S	J	168	11	348	79	258	0	0,2096	0,0777	-0,2873	0,73	21	20
SCz 18	W Lac San Martín	72°36'W	49°01'S	J	319	17	100	68	225	13	0,2450	0,1211	-0,3661	0,80	33	33
SCz 19	SE Lac San Martín	72°15'W	49°12'S	Ksup	159	25	337	65	69	1	0,2024	0,0766	-0,2789	0,74	22	20
SCz 20	N Lac Tar	71°57'W	49°09'S	Ksup	177	4	294	81	87	8	0,2341	0,0847	-0,3189	0,73	26	24
SCz 21	NW Tres Lagos	71°38'W	49°28'S	Ksup	345	26	172	63	76	3	0,1817	0,0870	-0,2686	0,79	26	24
SCz 22	E Tres Lagos	71°28'W	49°34'S	Ksup	171	14	0	76	261	2	0,2488	0,0792	-0,3281	0,71	19	19
SCz 23	Laguna del Desierto	72°57'W	49°06'S	J	177	11	301	71	84	16	0,2321	0,1181	-0,3502	0,80	27	27
SCz 24	Laguna Condor	72°56'W	49°14'S	J	1	3	246	83	91	6	0,2582	0,0702	-0,3284	0,68	23	23
SCz 25	Río Eléctrico	72°55'W	49°20'S	J	180	71	358	19	88	1	0,1832	0,1268	-0,3100	0,89	24	24
SCz 26	N Viedma	72°38'W	49°26'S	Ksup	140	28	296	60	45	10	0,2558	0,1095	-0,3653	0,76	21	21
SCz 27	NE Viedma	72°26'W	49°31'S	Ksup	161	18	290	63	64	20	0,3600	-0,0113	-0,3487	0,48	24	24
SCz 28	Ea. Helsingfors	72°58'W	49°43'S	J	343	45	183	43	83	11	0,2432	0,0649	-0,3081	0,68	23	22
SCz 29	E Ea. Helsingfors	72°47'W	49°43'S	Kinf	343	33	134	53	243	14	0,2401	0,1621	-0,4022	0,88	17	17
SCz 30	Río Guanaco	72°13'W	49°49'S	Ksup	348	6	115	81	258	7	0,2654	-0,0144	-0,2510	0,46	21	19
SCz 31	Entre Lagos RN40	72°09'W	49°57'S	Ksup	333	18	124	69	239	9	0,2643	0,0325	-0,2968	0,59	19	17
SCz 32	N Lac Argentino	72°52'W	50°11'S	Sp.	156	19	298	67	61	13	0,2186	0,0212	-0,2398	0,57	35	31
SCz 33	PN Los Glaciares	72°52'W	50°28'S	Kinf	2	26	179	64	272	1	0,1651	0,1336	-0,2988	0,93	25	25
SCz 34	Río Centinela	72°30'W	50°26'S	Ksup	354	6	168	84	264	1	0,2534	0,0833	-0,3367	0,71	18	18
SCz 35	Cancha Carrera	72°12'W	51°19'S	Oligo	239	11	12	74	147	11	0,3115	0,0193	-0,3308	0,55	23	22

SCz 36	Río Turbio	72°11'W	51°37'S	Paléo	186	48	345	40	84	11	0,1843	0,1248	-0,3090	0,88	19	18
SCz 37	NE G. Gregores	69°47'W	48°37'S	J	154	13	359	76	246	6	0,2315	0,0074	-0,2389	0,52	17	15
SCz 38	RN3 Río Seco	67°47'W	48°33'S	J	344	8	153	82	254	1	0,1935	-0,0096	-0,1838	0,46	25	22
UEs 01	S Meseta Vizcachas	72°32'W	50°41'S	Ksup	17	16	183	74	286	4	0,2757	0,0566	-0,3323	0,64	16	16
UEs 02	Laguna Azul	72°45'W	50°51'S	Ksup	2	60	193	30	100	5	0,2229	0,0900	-0,3130	0,75	17	16
UEs 03	Lac Pehoe	72°59'W	51°05'S	Kinf	341	35	158	56	250	1	0,2970	0,1206	-0,4177	0,75	18	18
UEs 04	N Lac Sarmiento	72°45'W	51°01'S	Ksup	156	26	344	64	247	3	0,1892	0,1419	-0,3311	0,91	29	29
UEs 05	Cerro Castillo	72°43'W	51°19'S	Ksup	158	4	350	87	248	1	0,2358	0,0466	-0,2824	0,63	20	19
UEs 06	Río Caleta	71°36'W	53°12'S	Paléo	321	14	100	72	228	11	0,3076	0,0366	-0,3442	0,58	23	23
UEs 07	S Seno Otway	71°31'W	53°09'S	Eo	302	6	178	80	32	9	0,2932	0,0343	-0,3275	0,58	19	18
UEs 08	Río Canelo	71°19'W	53°07'S	Eo	133	7	255	78	42	10	0,2838	-0,0172	-0,2665	0,45	12	12
UEs 09	Puerto Famine	70°55'W	53°37'S	Ksup	145	12	341	78	236	3	0,2068	0,1292	-0,3360	0,86	24	24
UEs 10	W Camaron	69°43'W	53°39'S	Oligo	324	11	200	70	57	16	0,2351	0,0532	-0,2884	0,65	17	16
UEs 11	Puerto Arturo	70°07'W	53°58'S	Ksup	151	39	318	50	56	7	0,2964	0,0536	-0,3500	0,62	22	22
UEs 12	N Ea. La Vicuña	68°44'W	54°06'S	Ksup	327	21	194	60	65	20	0,2299	0,0964	-0,3263	0,76	22	21
UEs 13	S Ea. La Vicuña	68°43'W	54°14'S	Ksup	150	5	298	85	60	3	0,2011	0,0847	-0,2858	0,76	20	19
TdF 01	N San Sebastián	68°36'W	52°42'S	Mio	147	10	340	79	238	2	0,2999	-0,0190	-0,2809	0,45	19	18
TdF 02	San Sebastián	68°25'W	53°18'S	Mio	149	14	14	71	242	13	0,1912	0,0332	-0,2244	0,62	14	13
TdF 03	Cabo Domingo	67°53'W	53°40'S	Mio	246	11	123	71	339	16	0,1596	-0,0527	-0,1069	0,20	15	12
TdF 04	Río Menendez	68°20'W	53°55'S	Eo	308	4	53	76	217	13	0,3301	0,0121	-0,3423	0,53	16	16
TdF 05	N Ea. San Titular	68°33'W	54°02'S	Eo	124	1	32	81	215	9	0,2461	-0,0165	-0,2296	0,45	22	19
TdF 06	Cerro Taarsh	68°36'W	54°10'S	Ksup	342	1	96	87	252	3	0,2821	0,0599	-0,3420	0,64	10	10
TdF 07	Río Mac Lennan	68°11'W	54°05'S	Eo	286	9	151	77	17	9	0,2350	0,0936	-0,3286	0,75	29	29
TdF 08	Ea. Dos Hermanos	67°53'W	54°04'S	Eo	303	5	148	85	33	2	0,3250	-0,0477	-0,2773	0,38	15	14
TdF 09	N Ea. Apen	68°07'W	54°17'S	Eo	162	28	354	62	255	5	0,3918	0,0484	-0,4403	0,59	7	7
TdF 10	Río Claro	68°17'W	54°25'S	Ksup	316	22	154	67	49	6	0,3212	0,0964	-0,4176	0,70	7	7
TdF 11	Ea. Los Cerros	67°51'W	54°20'S	Eo	325	0	234	81	56	9	0,3138	0,0538	-0,3676	0,62	17	17
TdF 12	Parador Yawen	67°52'W	54°25'S	Eo	130	4	245	81	40	8	0,2492	0,0747	-0,3239	0,70	21	21
TdF 13	Punta Auricosta	67°20'W	54°03'S	Mio	347	71	127	15	220	11	0,2097	0,1583	-0,3680	0,91	18	18
TdF 14	Río Ewan	67°14'W	54°14'S	Eo	124	15	277	73	32	7	0,2698	0,0903	-0,3601	0,72	17	17
TdF 15	Río Ewan	67°13'W	54°16'S	Eo	114	78	213	2	304	12	0,2721	-0,0905	-0,1816	0,20	26	22
TdF 16	Río San Pablo	66°42'W	54°20'S	Eo	306	5	166	84	36	4	0,1749	-0,0551	-0,1198	0,22	12	10
TdF 17	Cabo Irigoyen	66°35'W	54°23'S	Eo	134	11	337	78	225	5	0,2555	0,0684	-0,3239	0,68	23	22
TdF 18	Cabo C. del Medio	66°28'W	54°26'S	Eo	270	11	8	38	166	50	0,2016	0,0263	-0,2278	0,59	7	7
TdF 19	Cabo Colorado	66°24'W	54°27'S	Eo	276	14	154	64	11	21	0,3453	0,0296	-0,3749	0,56	4	4

Station	Localisation	Longitude	Latitude	Age	λ_1	λ_2	λ_3	Valeurs propres			R	N	Max			
					Azimut	Plunge	Azimut	Plunge	Azimut	Plunge				$\epsilon\lambda_1$	$\epsilon\lambda_2$	$\epsilon\lambda_3$
TdF 20	old RN3	67°13'W	54°26'S	Eo	324	6	193	82	55	6	0,2405	0,1048	-0,3453	0,77	20	20
TdF 21	N Paso Garibaldi	67°48'W	54°41'S	Kinf	286	24	167	47	33	33	0,3369	-0,0681	-0,2689	0,33	22	20
TdF 22	S Paso Garibaldi	67°50'W	54°43'S	Kinf	317	2	224	50	48	40	0,2501	0,0390	-0,2891	0,61	24	21
TdF 23	Rancho Hambre	67°49'W	54°45'S	Kinf	230	41	339	21	89	42	0,1328	0,1060	-0,2388	0,93	24	22
TdF 24	Vallée Tierra Mayor	68°02'W	54°43'S	Kinf	339	7	235	61	73	28	0,3705	0,0034	-0,3739	0,51	27	27
TdF 25	Vallée Tierra Mayor	68°06'W	54°43'S	Kinf	296	5	189	75	27	15	0,2520	0,0316	-0,2836	0,59	19	18
TdF 26	Monte Olivia	68°11'W	54°45'S	Kinf	106	3	10	67	198	23	0,2467	-0,0042	-0,2425	0,49	32	32
TdF 27	Peninsula Ushuaia	68°19'W	54°50'S	Kinf	307	6	191	76	39	12	0,1930	-0,0082	-0,1848	0,47	22	19
TdF 28	Peninsula Ushuaia	68°18'W	54°51'S	++	336	64	119	21	215	14	0,3116	-0,0207	-0,2909	0,45	12	12
TdF 29	Monte Susana	68°25'W	54°50'S	Kinf	320	10	193	74	52	12	0,3138	0,0028	-0,3165	0,51	24	24
TdF 30	W Puerto Brown	67°46'W	54°53'S	Kinf	155	0	65	82	245	8	0,2793	0,0941	-0,3734	0,72	19	19
TdF 31	Puerto Brown	67°32'W	54°50'S	Kinf	131	11	252	70	37	17	0,3824	0,0084	-0,3907	0,52	24	24
TdF 32	E Ea. Harborton	67°07'W	54°54'S	Kinf	318	56	146	34	53	4	0,1852	0,1551	-0,3403	0,94	21	20
TdF 33	W Ea. Moat	66°59'W	54°55'S	Kinf	288	3	37	82	198	7	0,2863	-0,0028	-0,2836	0,49	16	15

Annexe 3

**Résultats des mesures d'anisotropie de
susceptibilité magnétique en champ faible**

A-3. Résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible

A-3.1. Introduction

Au cours d'une mission de terrain de 10 jours réalisée en Février 1997, 215 échantillons répartis sur 16 sites ont été prélevés en vue d'une étude paléomagnétique. Les sites sont essentiellement localisés dans les formations sédimentaires de la chaîne plissée du bassin de Magellan en Terre de Feu (Argentine et Chili) et dans la province d'Ultima Esperanza (Chili) (cf. Fig. III.6 et Tab. III.1).

L'objectif principal de cette étude est de confirmer de possibles rotations anti-horaires à l'échelle du bassin de Magellan en Terre de Feu et dans sa zone axiale. L'analyse des échantillons est actuellement en cours de réalisation. Cependant, des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible ont été réalisées au Laboratoire de Paléomagnétisme de l'I.P.G. à Saint-Maur des Fossés.

Cette annexe présente la liste des résultats obtenus par échantillon ainsi que les représentations graphiques par site comprenant l'ensemble des mesures.

Le tableau récapitulatif des mesures effectuées contient : le numéro de l'échantillon, les valeurs (xy , xz , yz , xx , yy et zz) du tenseur d'anisotropie déterminé, les pourcentages de linéation, de foliation et d'anisotropie, le nom du spécimen de l'échantillon mesuré et, d'éventuelles remarques concernant l'échantillon.

Les représentations graphiques des mesures, in situ et corrigées du pendage, sont présentées par site. Les stéréogrammes de la colonne de gauche montrent les axes principaux de l'anisotropie de susceptibilité magnétique par échantillon ($k_{max.}$, $k_{moy.}$ et $k_{min.}$). Les stéréogrammes de la colonne de droite présentent le tenseur moyen d'anisotropie et les ellipses de confiance pour le site considéré. Les sites sont réparties selon trois secteurs qui correspondent à différentes portions de l'orocline patagonien. Le secteur 1 comprend les sites 13 à 16 localisés le long de la cordillère patagonienne orientée N-S; les secteurs 2 et 3 comprennent respectivement les sites localisés dans la zone axiale (sites 8 à 12) et le long de la cordillère Darwin orientée E-W (sites 1 à 7). Cette répartition en trois secteurs correspond à peu près aux différentes zones établies dans l'étude des populations de failles (cf. Fig. 4, A-III.2).

A-3.2. Tableau des résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible

Echantillon	Tenseur			Lin. (%)			Fol. (%)	An. (%)	Spéc.	Remarques
	xy	xz	yz	xx	yy	zz				
97TF0101	0,004	0,034	0,012	9,114	9,199	9,165	0,3	0,9	1,2	a
97TF0102	-0,002	0,018	0,010	7,978	8,082	8,042	0,5	0,9	1,4	b
97TF0103	0,024	0,030	0,004	8,416	8,509	8,471	0,5	1,0	1,4	a
97TF0104	-0,002	0,028	0,006	9,118	9,168	9,142	0,1	0,7	0,8	b
97TF0105	0,036	0,069	0,008	11,221	11,971	11,934	0,3	6,5	6,8	a
97TF0106	0,030	0,075	-0,022	10,282	10,989	10,951	0,4	6,6	7,1	a
97TF0107	0,014	0,173	0,008	11,610	12,432	12,388	0,2	7,3	7,5	a
97TF0108	0,032	0,175	0,016	11,372	12,088	12,064	0,4	6,6	7,0	a
97TF0109	0,042	0,175	0,010	11,245	11,991	11,965	0,3	6,9	7,3	a
97TF0110	0,008	0,032	0,002	8,324	8,425	8,445	0,3	1,3	1,7	b
97TF0111	-0,006	0,040	0,016	9,110	9,185	9,167	0,2	1,0	1,2	a
97TF0112	0,010	0,159	-0,018	11,623	12,385	12,336	0,3	6,7	7,0	b
97TF0113	0,028	0,254	-0,034	11,422	12,040	11,961	0,4	6,3	6,7	a
97TF0114	0,014	0,065	0,018	11,072	11,792	11,800	0,3	6,2	6,8	a
97TF0115	-0,006	0,191	0,020	11,194	11,942	11,888	0,3	7,0	7,3	a
97TF0116	-0,038	0,270	0,032	11,350	12,070	11,937	0,4	7,1	7,5	a
97TF0117	0,044	0,121	-0,010	10,641	11,270	11,220	0,3	5,9	6,2	a
97TF0118	0,024	0,163	-0,016	10,955	11,628	11,572	0,2	6,4	6,6	b
97TF0119	-0,006	0,231	0,006	12,279	12,997	12,920	0,1	6,4	6,5	b
97TF0201	-0,119	-0,885	-0,001	48,202	51,047	49,744	1,8	4,9	6,8	b
97TF0202	0,139	0,030	0,388	60,075	60,950	59,568	1,7	1,0	2,7	a
97TF0203	1,790	0,040	0,497	83,676	84,929	84,292	2,4	2,3	4,8	a
97TF0204	1,412	-0,099	0,378	83,135	83,532	83,254	1,8	1,8	3,6	a
97TF0205	0,527	-0,090	0,050	37,803	37,147	37,764	0,9	2,5	3,4	a
97TF0206	-0,139	-0,408	0,109	39,230	40,583	40,254	0,9	3,2	4,1	b
97TF0207	0,040	-0,219	-0,219	54,109	54,407	53,950	0,7	0,8	1,4	c
97TF0208	0,259	0,040	1,214	63,570	64,406	63,192	2,6	1,8	4,4	a
97TF0209	0,766	-0,179	0,129	72,692	75,567	74,065	2,3	2,2	4,5	a
97TF0210	0,915	-0,657	1,054	132,190	135,890	131,573	2,7	1,4	4,2	b
97TF0301	-0,330	-0,127	-0,064	18,770	18,818	19,037	0,5	3,3	3,9	a
97TF0302	-0,187	-0,095	0,095	18,207	18,429	18,664	1,6	2,0	3,6	a
97TF0303	-0,175	-0,203	-0,131	18,372	18,802	18,559	1,0	2,9	3,9	a
97TF0304	-0,195	-0,135	-0,068	18,733	19,175	19,076	0,7	2,7	3,4	a
97TF0305	-0,159	-0,267	-0,378	16,870	16,376	16,929	2,1	4,8	7,0	b
97TF0306	-0,115	-0,310	-0,119	16,500	16,779	16,488	0,1	4,1	4,2	a
97TF0307	-0,577	-0,306	-0,263	16,912	17,059	17,194	1,2	7,0	8,2	b

97TF0308	-0,426	-0,195	-0,111	15,244	15,701	15,932	0,2	6,8	7,0	a	
97TF0309	0,063	0,004	-0,060	15,095	16,130	16,181	0,8	6,6	7,5	b	
97TF0310	-0,049	0,013	0,028	5,811	5,909	5,919	0,7	2,1	2,8	c	nodule
97TF0401	-0,010	0,143	-0,004	8,909	9,084	8,919	0,4	3,2	3,6	a	cc
97TF0402	0,000	0,139	0,004	10,411	10,590	10,439	0,2	2,7	3,0	a	
97TF0403	0,012	0,107	-0,018	9,717	9,747	9,465	0,1	3,4	3,6	a	cc
97TF0404											
97TF0405	-0,014	0,141	0,024	7,909	8,003	7,784	0,1	4,0	4,1	a	
97TF0406	-0,026	0,074	0,012	8,080	8,393	8,385	0,2	4,1	4,3	a	
97TF0407	-0,002	0,084	-0,010	8,569	8,893	8,867	0,2	3,9	4,1	a	
97TF0408	0,022	0,115	-0,016	9,973	10,148	10,051	0,2	2,5	2,7	a	
97TF0409	-0,018	0,095	0,004	8,106	8,281	8,224	0,1	2,8	2,9	b	
97TF0410	-0,004	0,119	0,010	8,588	8,793	8,697	0,3	3,1	3,3	a	
97TF0411	-0,033	0,052	0,008	6,972	7,286	7,281	0,1	4,7	4,8	b	
97TF0412	-0,016	0,095	0,028	8,834	8,862	8,651	0,2	3,0	3,2	a	
97TF0413	-0,014	0,072	-0,012	7,654	7,845	7,835	0,4	2,7	3,2	a	
97TF0414	0,006	0,016	0,006	7,781	8,037	8,027	0,2	3,2	3,4	a	
97TF0415	-0,025	0,075	0,013	7,016	7,259	7,223	0,2	3,7	3,9	b	cc
97TF0501	-0,513	0,366	0,139	18,257	18,476	18,710	1,2	5,9	7,3	a	cc
97TF0502	-0,394	0,442	0,135	17,494	17,848	17,911	1,3	5,8	7,2	a	cc
97TF0503	-0,251	0,446	-0,012	17,100	17,573	17,513	1,9	4,7	6,7	a	cc
97TF0504	-0,382	0,458	0,064	17,942	18,455	18,419	1,6	5,6	7,2	a	
97TF0505											cc
97TF0506	-0,442	0,529	-0,020	18,624	19,244	19,189	2,5	5,7	8,3	a	
97TF0507	-0,573	0,477	0,115	18,020	18,422	18,684	1,8	7,0	9,0	a	
97TF0508	-0,418	0,414	0,012	17,940	18,525	18,624	1,8	5,7	7,6	a	cc
97TF0509	-0,975	0,286	0,374	16,471	17,259	17,597	2,1	12,2	14,5	a	
97TF0510	0,000	0,000	0,020	10,250	10,250	10,254	0,2	0,2	0,4	a	nodule
97TF0511	-0,792	0,529	0,557	17,390	17,728	17,720	1,6	10,9	12,7	a	cc
97TF0512	-0,497	0,390	0,354	17,254	17,019	17,254	1,0	7,2	8,3	b	cc
97TF0601	-0,014	0,006	0,004	7,495	7,565	7,553	0,2	0,8	1,0	c	niv. silicifié
97TF0602	0,000	0,007	0,003	7,472	7,557	7,550	0,1	1,1	1,2	a	niv. silicifié
97TF0603	0,003	0,013	-0,005	7,799	7,845	7,853	0,2	0,6	0,8	c	niv. silicifié
97TF0604	0,000	0,018	0,003	7,544	7,593	7,579	0,1	0,6	0,8	b	niv. silicifié
97TF0605	-0,062	0,219	0,066	7,947	8,255	8,050	0,7	6,0	6,7	a	cc
97TF0606	0,018	0,231	0,024	9,265	9,484	9,008	0,9	5,5	6,5	a	cc
97TF0701	-2,308	3,541	-0,159	156,823	164,105	158,097	2,9	4,5	7,4	c	
97TF0702	-1,592	2,825	0,557	147,481	155,717	154,404	0,4	6,3	6,7	c	cc
97TF0703	0,119	6,008	0,955	154,746	162,187	156,298	1,1	7,8	8,9	a	
97TF0704	0,358	4,178	0,119	130,905	144,115	141,011	1,2	10,1	11,4	b	
97TF0705	-4,138	6,207	1,671	197,718	211,963	205,835	1,9	8,2	10,2	b	

Echantillon	Tenseur			Lin. (%)			An. (%)	Spéc.	Remarques
	xy	xz	yz	xx	yy	zz			
97TF0706	-0,756	7,003	0,477	149,248	157,921	152,470	0,1	9,9	10,1 b
97TF0707	-0,080	5,371	-0,398	90,503	98,262	95,835	1,2	12,6	13,9 b
97TF0708	0,398	4,894	-0,279	84,312	93,862	90,957	0,4	14,5	14,9 b
97TF0709	-0,318	3,820	-0,517	84,973	95,437	94,323	1,3	13,6	15,0 a
97TF0710	0,836	10,106	-1,910	168,473	183,593	181,803	2,4	12,5	15,2 b
97TF0801	0,064	0,195	-0,004	21,884	22,282	22,357	0,6	2,2	2,9 b
97TF0802	0,044	0,084	0,012	15,033	15,136	15,081	0,5	0,9	1,4 b
97TF0803	0,167	0,374	-0,068	21,883	22,356	22,977	3,1	3,2	6,3 c
97TF0804									
97TF0805	0,084	0,286	-0,052	22,019	22,859	23,332	2,3	4,2	6,6 a
97TF0806	-0,052	0,279	-0,127	25,275	25,880	25,041	1,9	2,3	4,3 b
97TF0807	0,068	0,334	-0,167	24,359	24,916	24,203	1,4	3,0	4,4 a
97TF0808	0,000	0,235	-0,052	26,428	27,104	26,153	2,1	2,1	4,2 b
97TF0809	-0,032	0,286	0,064	25,663	26,260	25,289	1,7	2,7	4,5 c
97TF0810	-0,008	0,199	0,000	25,962	26,933	26,280	2,1	2,0	4,1 c
97TF0811	0,163	0,334	-0,275	27,870	29,059	28,864	1,5	3,9	5,5 a
97TF0812	0,052	0,573	-0,310	24,227	24,927	24,207	1,6	4,6	6,3 a
97TF0813	0,111	0,517	-0,473	30,051	30,914	30,214	2,2	3,4	5,7 b
97TF0814	0,004	0,458	-0,466	29,922	30,837	30,169	2,7	2,7	5,5 b
97TF0815	-0,072	0,394	-0,227	25,949	27,047	26,422	2,3	3,2	5,6 a
97TF0816	0,107	0,318	-0,227	25,030	26,061	25,770	1,5	3,6	5,2 c
97TF0901	0,370	0,119	-0,032	15,814	16,036	15,905	2,4	2,8	5,2 b
97TF0902	0,155	0,171	-0,167	17,422	16,933	17,084	1,9	2,6	4,5 b
97TF0903	-0,139	0,107	-0,211	18,569	18,211	18,076	2,2	1,9	4,2 a
97TF0904	0,072	0,167	-0,139	16,435	16,089	16,145	1,7	2,0	3,7 c
97TF0905	0,028	0,044	-0,259	17,979	17,287	17,446	2,0	3,2	5,2 c
97TF0906	0,306	0,255	-0,103	18,394	18,035	18,262	2,1	2,9	5,0 b
97TF0907	0,107	0,175	-0,251	17,821	17,244	17,383	1,9	3,2	5,1 c
97TF0908	0,135	0,000	-0,028	14,388	15,085	14,790	2,2	3,0	5,2 b
97TF0909	0,151	0,012	-0,012	13,990	14,626	14,368	2,0	3,0	5,1 b
97TF0910	0,000	0,012	-0,004	19,202	19,258	19,262	0,1	0,3	0,3 b
97TF0911	0,028	0,032	0,028	15,710	15,627	15,702	0,5	0,4	0,9 a
97TF0912	-0,135	0,032	-0,099	17,086	17,568	17,233	2,5	0,9	3,4 b
97TF0913	0,020	-0,020	-0,040	14,000	14,577	14,298	2,0	2,1	4,2 b
97TF0914	0,255	0,219	-0,028	13,995	13,811	14,118	2,2	3,1	5,4 b
97TF0915	0,231	-0,008	0,042	13,055	13,514	13,319	2,2	2,8	5,1 b
97TF1001	-0,497	-0,070	-0,099	33,222	33,132	33,918	0,8	3,1	3,9 b
97TF1002	-0,328	-0,020	-0,040	38,625	38,525	38,774	0,3	1,4	1,7 c
									cc

97TF1003	0,288	-0,129	1,233	45,864	45,954	46,053	2,9	2,8	5,7	b	
97TF1004	-1,054	0,975	0,398	96,738	96,241	95,883	1,3	1,9	3,3	c	
97TF1005	0,020	-0,040	-0,279	32,901	33,060	32,225	0,8	2,4	3,1	b	cc
97TF1006	-0,020	0,080	-0,004	29,191	28,701	28,761	1,6	0,2	1,8	b	
97TF1007	-0,267	-0,028	-0,048	20,583	20,547	20,523	1,4	1,2	2,7	b	cc
97TF1008	-0,191	0,123	-0,016	28,086	27,843	27,935	1,2	0,6	1,8	b	
97TF1009	0,084	0,024	0,155	31,320	31,770	31,638	1,1	0,7	1,9	b	
97TF1010	0,028	-0,052	0,167	22,376	22,945	22,866	1,5	1,7	3,2	b	
97TF1011	0,088	0,032	0,004	22,220	22,169	22,407	0,6	0,8	1,4	b	nodule
97TF1012	-0,076	-0,064	0,088	24,976	25,517	25,267	1,2	1,2	2,4	b	
97TF1101	0,183	-0,354	0,103	19,393	19,731	19,313	0,8	3,8	4,6	a	cc dif.
97TF1102											cc dif.
97TF1103	0,025	0,175	0,000	11,478	11,673	11,428	0,5	3,1	3,6	a	cc
97TF1104	-0,024	0,283	0,032	16,119	16,473	16,079	0,6	3,6	4,2	a	cc
97TF1105	0,022	0,199	-0,004	12,160	12,482	12,249	0,6	3,4	4,0	b	
97TF1106	-0,038	0,165	0,058	15,592	15,990	15,918	0,5	2,8	3,3	c	cc
97TF1107	-0,247	0,541	0,310	25,738	26,263	26,048	0,7	4,5	5,3	b	cc
97TF1108	0,012	0,330	0,060	24,937	25,049	24,507	0,4	2,9	3,3	c	cc
97TF1109	-0,052	0,334	0,111	22,029	22,395	22,033	0,4	3,1	3,5	a	cc
97TF1110	0,195	0,430	-0,326	22,562	22,729	22,502	0,7	4,2	4,9	c	cc
97TF1111	0,119	0,370	-0,334	23,549	23,433	22,960	0,7	4,2	4,9	b	cc
97TF1201	-0,139	0,040	0,068	17,902	18,749	18,578	1,2	3,9	5,1	a	cc
97TF1202	-0,374	-0,131	-0,008	19,129	19,761	19,662	1,4	3,9	5,3	b	cc
97TF1203	0,247	-0,095	0,195	19,945	20,291	20,307	1,2	2,6	3,8	a	cc
97TF1204	-0,004	-0,163	0,088	16,983	17,655	17,377	1,6	2,9	4,5	b	
97TF1205	0,088	-0,060	-0,004	11,609	11,641	11,653	0,8	1,1	1,9	a	nodule
97TF1206	0,012	-0,155	0,103	16,768	17,170	17,026	1,1	2,1	3,3	a	cc
97TF1207	0,016	-0,072	0,072	21,458	22,158	21,729	2,0	1,4	3,4	a	cc
97TF1208	-0,036	-0,211	0,008	12,954	13,444	13,842	3,3	4,2	7,6	b	nodule
97TF1209	0,016	0,143	0,131	17,820	17,776	18,086	2,3	0,4	2,7	b	nodule
97TF1210	0,004	0,068	0,072	30,142	30,488	30,432	0,5	0,9	1,4	b	cc dif.
97TF1211	-0,064	-0,004	0,044	27,653	28,051	27,912	0,6	0,9	1,6	a	cc
97TF1212	-0,350	0,008	-0,139	25,014	25,065	25,153	1,2	1,8	3,1	b	cc
97TF1213	0,468	0,617	0,298	57,075	56,259	57,164	2,4	0,9	3,3	a	cc
97TF1214	-0,099	-0,159	-0,028	18,217	18,571	18,273	1,1	1,8	2,9	b	nodule
97TF1215	0,169	0,179	-0,040	60,576	60,019	60,845	0,7	1,0	1,6	b	cc
97TF1301	0,008	-0,008	-0,032	22,142	23,026	22,883	0,7	3,3	4,0	a	cc
97TF1302	-0,135	0,008	-0,016	22,645	23,457	23,314	0,7	3,0	3,8	a	cc
97TF1303	-0,123	0,004	-0,048	20,952	21,298	21,242	0,6	1,5	2,1	a	cc dif.
97TF1304	-0,099	-0,016	-0,036	21,632	21,907	21,831	0,5	1,1	1,6	b	
97TF1305	0,020	-0,012	0,028	19,773	19,995	19,876	0,7	0,5	1,2	a	

Echantillon	Tenseur			Lin. (%)			Fol. (%)	An. (%)	Spéc.	Remarques
	xy	xz	yz	xx	yy	zz				
97TF1306	0,028	0,036	0,008	19,679	20,089	19,985	1,6	2,1	a	cc
97TF1307	-0,012	0,040	-0,020	20,084	20,326	20,243	0,9	1,3	a	cc
97TF1308	-0,096	0,060	-0,016	19,544	19,795	19,799	1,4	1,8	b	
97TF1309	-0,044	0,024	-0,040	19,797	19,948	19,809	0,8	1,0	a	
97TF1310	0,012	0,012	-0,024	21,654	21,889	21,777	0,6	1,1	b	
97TF1311	-0,155	0,044	-0,032	17,686	18,144	18,040	1,0	2,2	b	
97TF1312	-0,115	0,040	-0,032	18,166	18,731	18,600	0,9	2,5	a	
97TF1313	0,127	0,036	0,004	18,234	18,378	18,461	0,2	1,5	a	
97TF1314	0,211	0,080	-0,012	20,361	20,420	20,687	0,6	2,1	b	
97TF1401	0,569	0,056	0,111	25,069	25,618	25,590	1,8	3,4	a	
97TF1402	0,581	-0,191	0,187	27,434	28,823	28,727	1,2	5,7	b	
97TF1403	-0,068	-0,163	-0,155	25,819	27,124	26,997	1,1	4,4	b	
97TF1404	0,454	-0,032	0,060	23,199	24,365	24,182	1,4	4,9	b	
97TF1405	-0,084	-0,139	-0,044	15,803	16,559	16,249	1,7	3,4	a	
97TF1406	-0,040	-0,637	-0,050	36,530	38,609	37,833	1,4	5,0	a	
97TF1407	1,134	-0,308	0,428	47,967	50,136	50,384	1,1	6,0	b	
97TF1408	0,064	-0,131	0,004	18,556	19,479	19,101	1,8	3,3	c	
97TF1409	0,820	-0,219	0,199	26,541	27,293	27,440	1,2	5,9	a	
97TF1410	0,462	-0,338	0,068	21,811	23,036	22,809	1,3	6,2	a	
97TF1411	0,487	-0,189	-0,497	58,931	62,860	61,527	2,8	4,2	a	nodule
97TF1412	0,024	0,028	0,080	30,255	30,188	30,208	0,3	0,4	a	
97TF1413	0,247	-0,370	-0,016	25,651	27,175	26,359	2,7	4,1	a	
97TF1414	0,726	-0,438	0,179	37,686	39,616	38,512	3,0	3,8	a	
97TF1415	0,131	-0,167	-0,123	22,406	23,524	22,764	3,4	2,1	a	
97TF1416	0,346	-0,302	-0,068	24,472	25,606	24,750	3,4	2,7	a	
97TF1417	0,557	-0,338	-0,189	47,607	49,686	48,035	3,6	1,6	b	
97TF1501	-0,139	0,179	-0,109	37,083	38,685	37,809	2,3	2,1	a	
97TF1502	-0,358	0,189	-0,139	35,295	36,856	36,269	2,0	3,0	a	
97TF1503	-0,171	0,198	0,119	27,319	28,759	27,999	2,7	3,0	b	
97TF1504	-0,159	0,060	0,119	29,254	30,834	30,177	2,3	3,2	b	
97TF1505	-0,219	0,070	0,050	35,629	37,280	36,474	2,3	2,5	a	
97TF1506	-0,056	-0,020	0,048	29,772	31,590	30,862	2,4	3,7	a	
97TF1507	-0,318	0,159	0,030	36,928	38,788	37,933	2,3	3,0	a	
97TF1508	-0,189	0,179	-0,080	34,753	36,325	35,639	2,0	2,8	a	
97TF1509	-0,338	-0,080	-0,099	32,066	33,618	33,060	1,9	3,4	a	
97TF1510	0,151	0,036	0,374	27,180	27,471	27,093	2,2	1,1	b	niv. silicifié
97TF1511	0,103	0,139	0,235	20,689	21,262	20,931	2,8	1,0	b	niv. silicifié
97TF1512	-0,060	0,088	0,107	20,943	21,679	21,166	2,5	1,3	a	niv. silicifié
97TF1513	0,207	0,203	0,302	29,797	30,525	30,227	2,5	1,2	a	

97TF1514	0,092	0,123	0,163	20,430	21,019	20,525	2,7	0,9	3,7	b	niv. silicifié
97TF1515	-0,092	0,095	0,175	24,640	25,739	25,050	3,0	1,8	4,8	a	niv. silicifié
97TF1601	-0,458	0,507	-0,418	43,917	46,036	45,628	2,4	3,8	6,3	b	
97TF1602	-0,239	0,060	-0,378	42,268	44,396	43,680	2,4	3,0	5,5	a	cc
97TF1603	-0,279	0,836	-0,239	35,328	36,403	36,045	2,0	3,9	6,0	b	
97TF1604	-0,209	0,487	-0,438	40,768	42,250	41,971	2,3	2,8	5,1	a	
97TF1605	-0,259	0,338	-0,398	38,714	40,246	40,266	2,2	3,2	5,5	b	
97TF1606	-0,149	0,269	-0,279	42,060	44,219	43,364	2,3	3,1	5,5	b	
97TF1607	-0,249	0,657	-0,388	44,597	45,383	44,597	2,0	2,1	4,2	a	
97TF1608	-0,129	0,358	-0,358	33,242	34,236	33,789	2,4	1,9	4,4	a	
97TF1609	-0,203	0,215	-0,267	27,887	29,077	28,953	2,1	3,3	5,5	b	
97TF1610	-0,366	0,573	-0,171	29,042	30,216	29,738	2,3	4,0	6,3	b	
97TF1611	-0,219	0,368	-0,219	48,731	50,174	49,646	1,4	2,2	3,6	b	
97TF1612	-0,402	0,127	-0,044	27,087	28,404	27,954	2,0	3,7	5,8	b	cc
97TF1613	-0,215	-0,020	0,020	28,529	29,969	29,336	2,3	2,9	5,3	c	
97TF1614	-0,587	0,666	-0,239	40,027	41,191	41,271	2,2	3,5	5,8	a	
97TF1615	-0,398	0,119	-0,080	34,389	34,469	34,549	1,1	1,4	2,5	a	cc
97TF1616	-0,239	0,442	-0,099	29,203	30,612	29,947	2,0	3,8	5,9	b	cc
97TF1617	-0,004	0,056	-0,235	25,465	26,949	26,460	2,6	3,6	6,2	a	cc
97TF1618											cc

Lin. : Linéation

An. : Anisotropie

Fol. : Foliation

Spéc. : Spécimen de l'échantillon

module : nodule silicifié

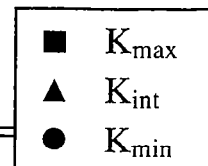
cc : carotte cassée lors de l'échantillonnage

cc dif. : carotte cassée et orientation difficile lors de l'échantillonnage

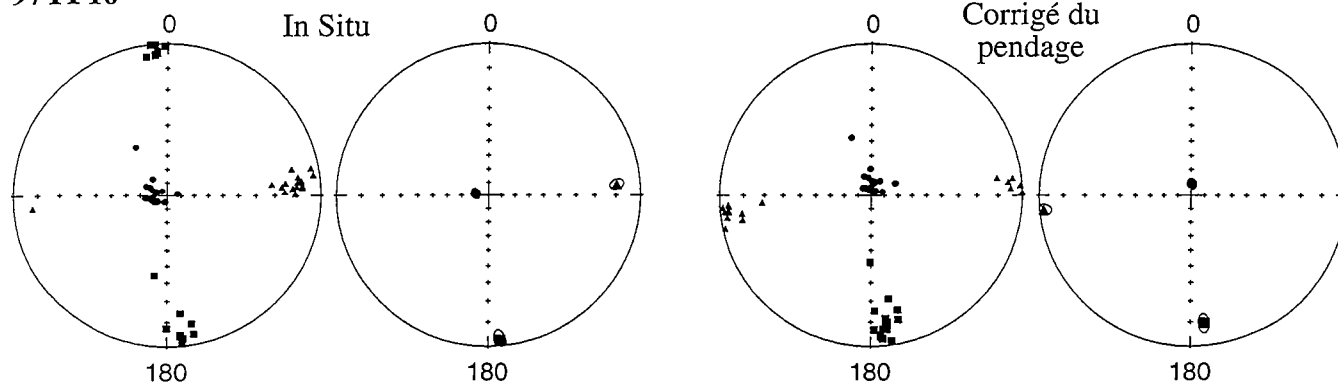
Absence de mesure pour l'échantillon considéré

A-3.3. Représentations graphiques des tenseurs moyens d'anisotropie par site

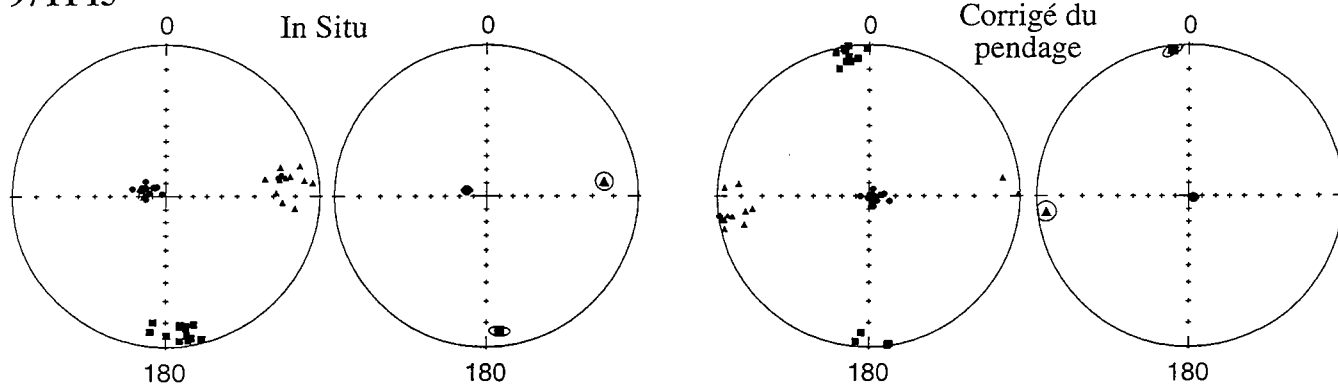
Secteur 1 : Cerro Castillo (Proximité du parc du Paine)



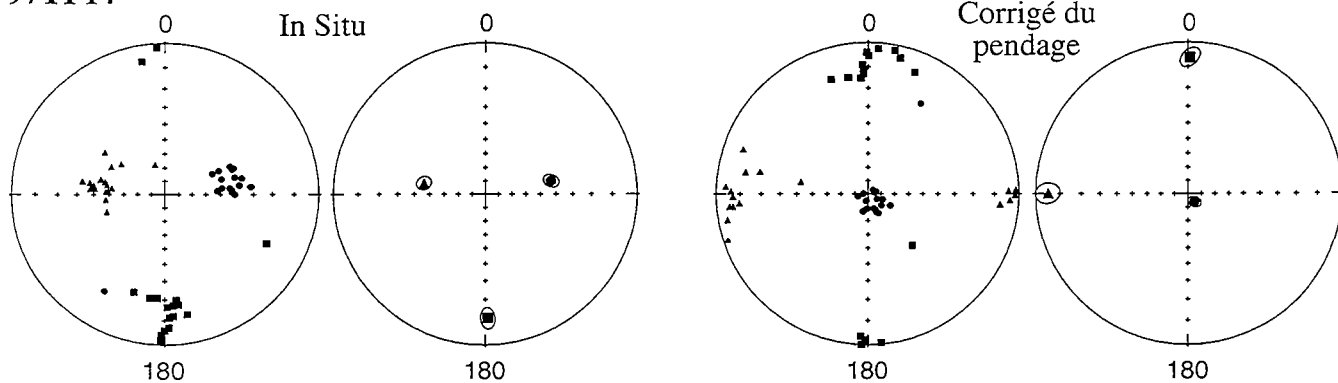
97TF16



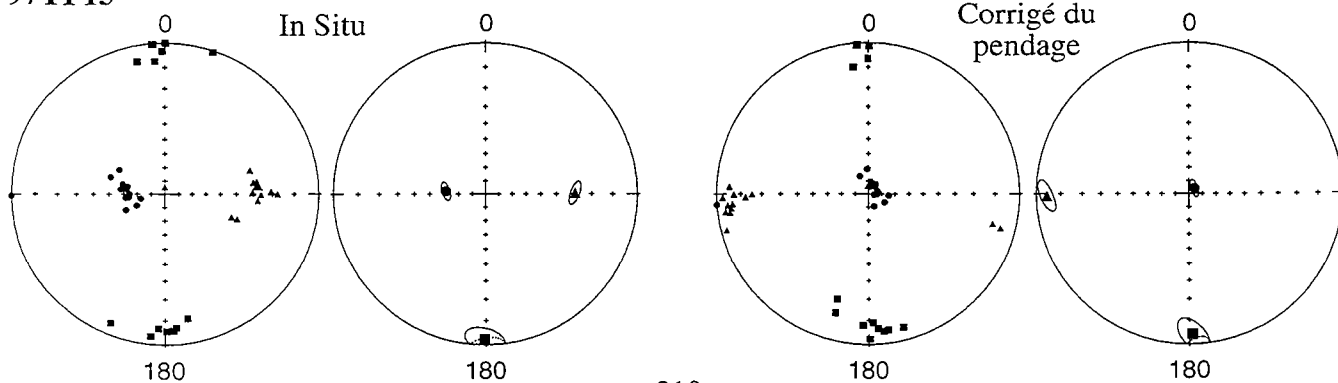
97TF15



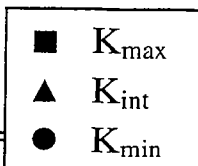
97TF14



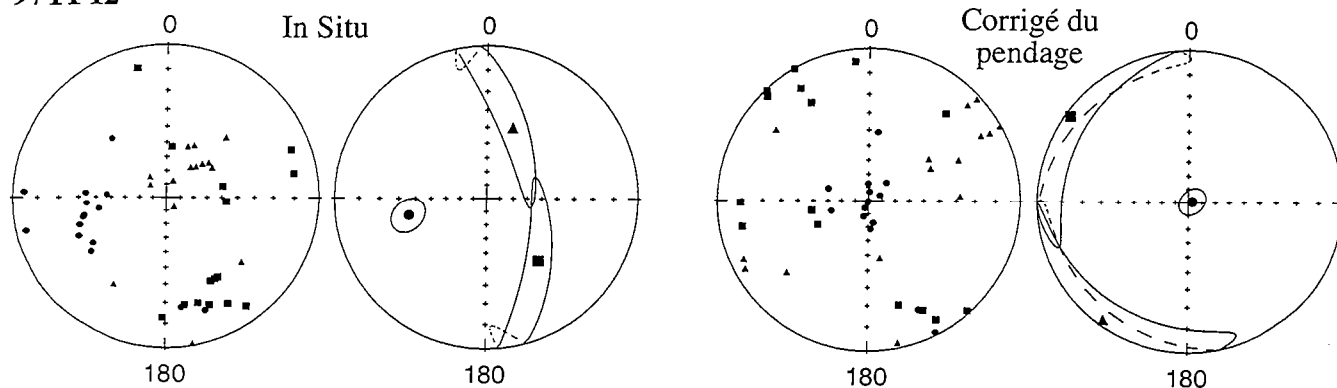
97TF13



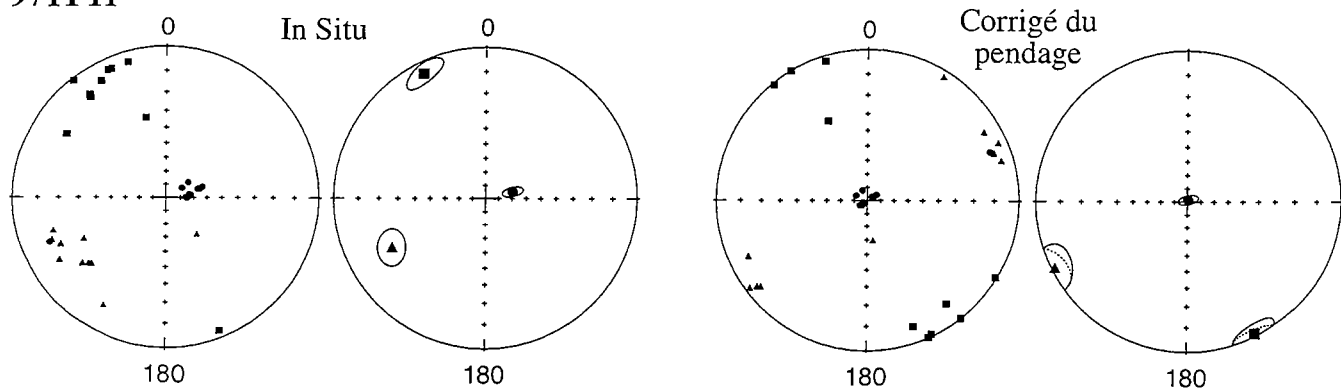
Secteur 2 : Zone axiale (Proximité du détroit de Magellan)



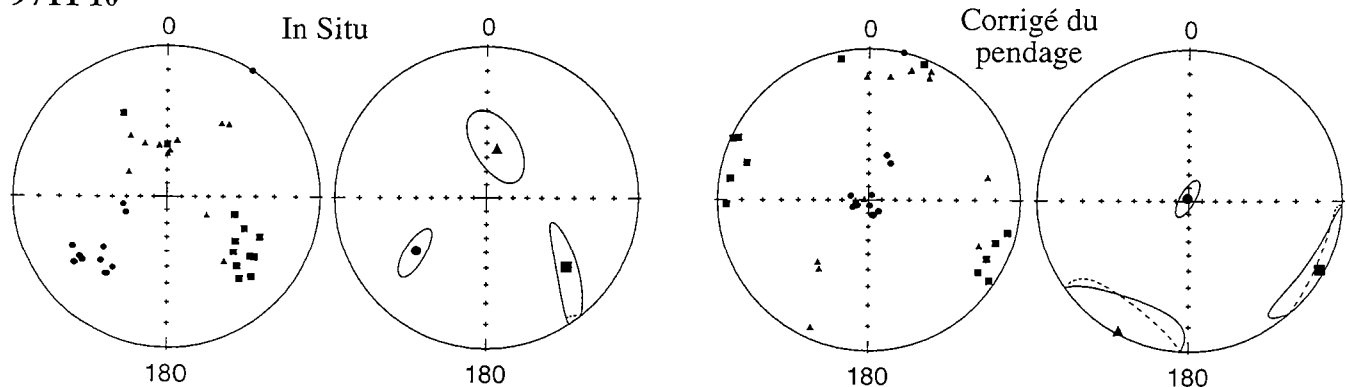
97TF12



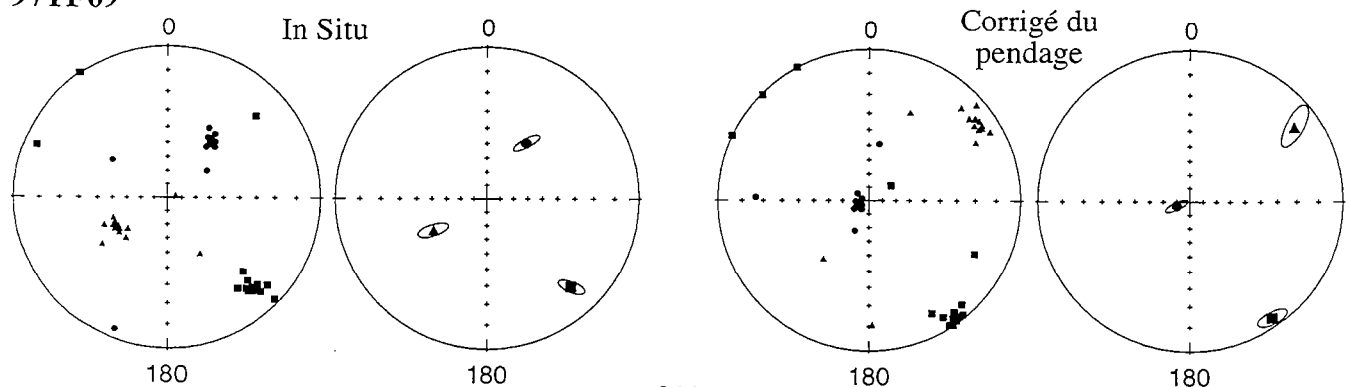
97TF11



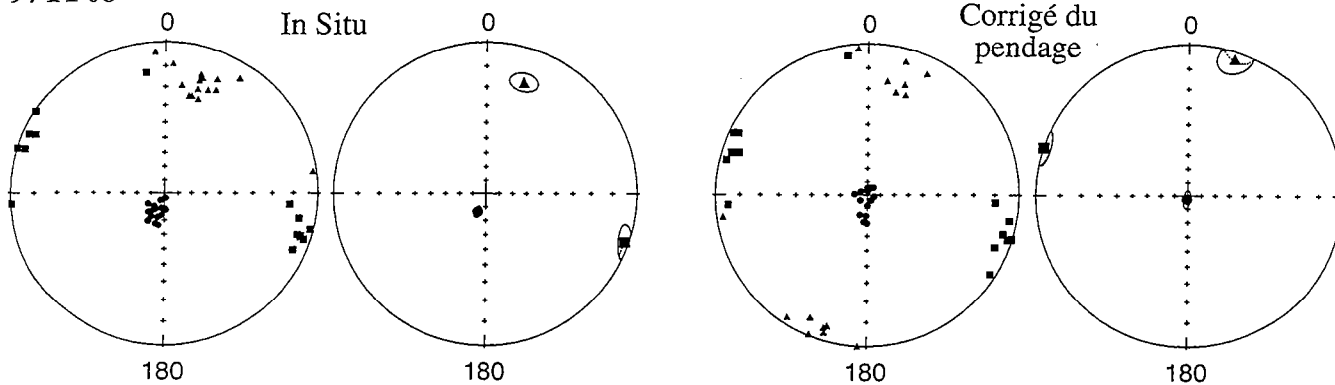
97TF10



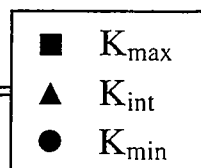
97TF09



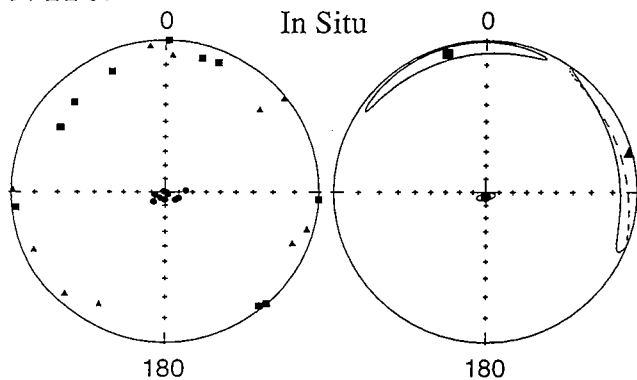
97TF08



Secteur 3 : Terre de Feu argentine

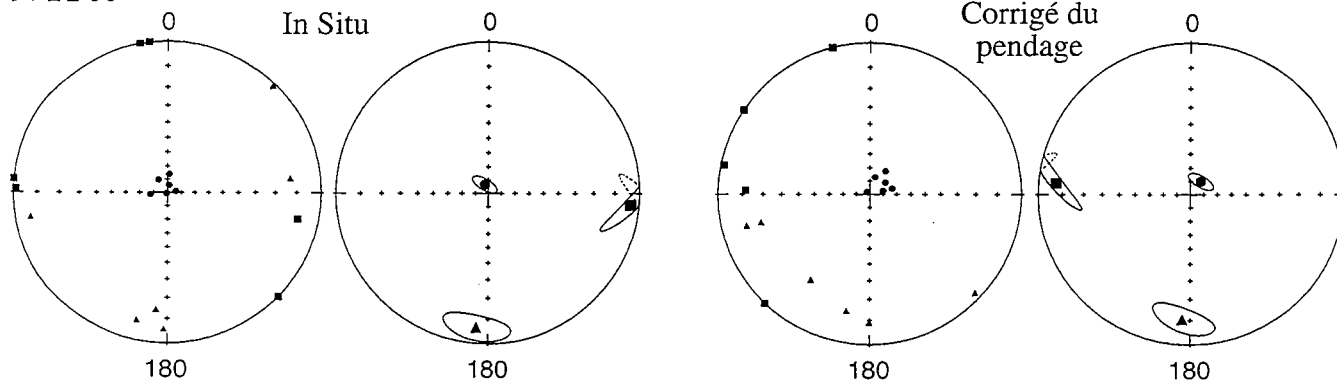


97TF07

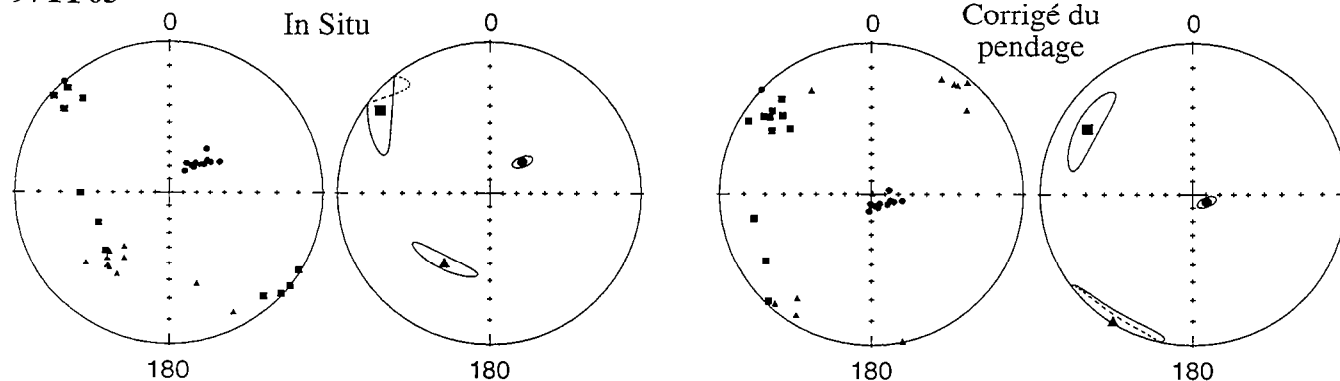


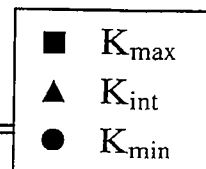
Stratification
sub-horizontale

97TF06

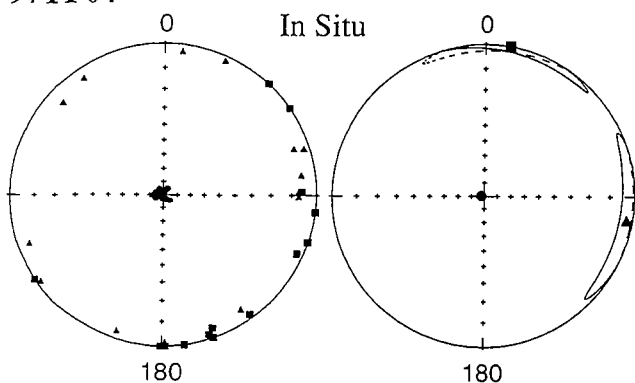


97TF05

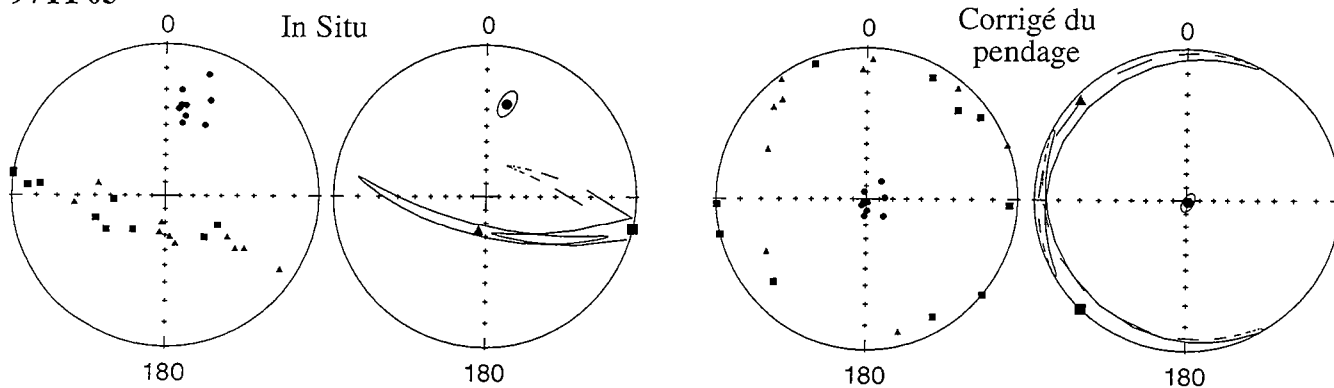




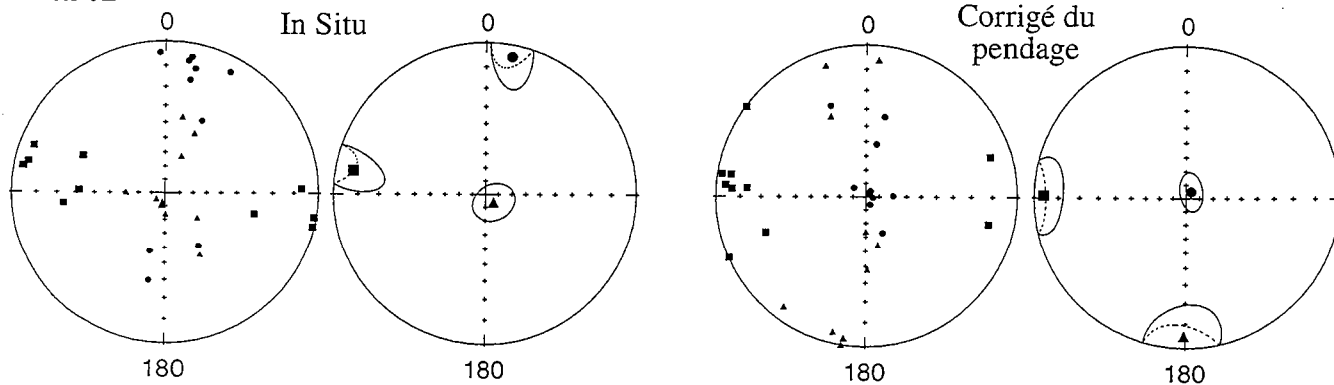
97TF04



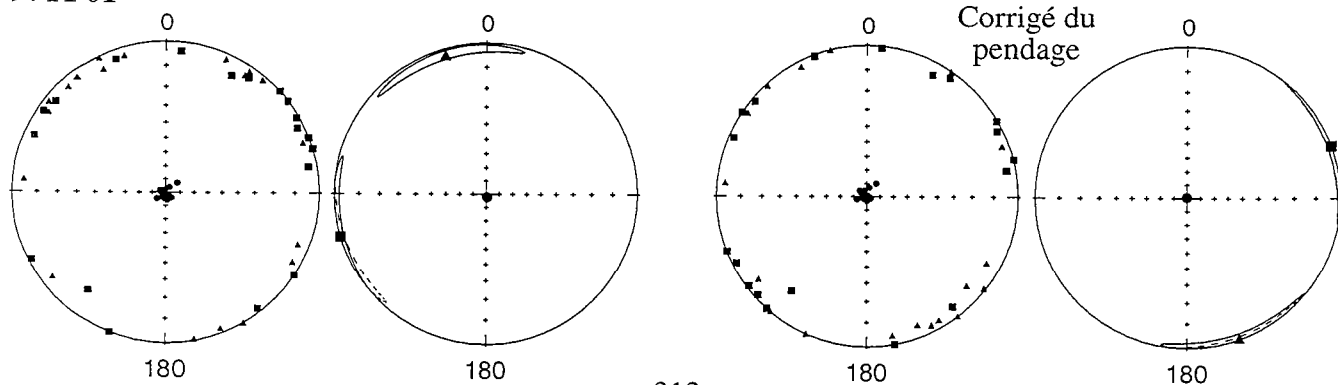
97TF03



97TF02



97TF01



Références bibliographiques

- Adie, R.J., 1952. The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland. *Geological Magazine*, **89**: 401-410.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. and Isacks, B.L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, **2**: 1-16
- Allmendinger, R.W., Marett, R.A. and Cladouhos, T., 1993. FaultKin, version 3.8, a program for analyzing fault slip data for the Macintosh computer.
- Alvarez-Marrón, J., McClay, K.R., Harambour, S., Rojas, L. and Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **77**: 1904-1921.
- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7** (XIX): 1309-1318.
- Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, M. de, Rossello, E.A. and Chauvin, A., 1996. Paleomagnetic study along the southeastern edge of the Altiplano-Puna Plateau: Neogene tectonic rotations. *Journal of Geophysical Research*, **101**: 17,883-17,899.
- Barazangi, M. and Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, **4**: 686-692.
- Barker, P.F. and Hill, I.A., 1981. Back-arc extension in the Scotia Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A300**: 249-262.
- Barker, P.F., 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society of London*, **139**: 787-801.
- Barron, E.J., Harrison, C.G.A. and Hay, W.W., 1978. A revised reconstruction of the southern continents. *Eos Transactions, AGU*, **59**: 436-449.
- Beck, M.E.J., 1987. Tectonic rotations on the leading edge of South America: the Bolivian orocline revisited. *Geology*, **15**: 806-808.
- Beck, M.E.J., 1988. Analysis of late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **1**: 39-52.
- Bell, C.M., 1980. Deformation of the table mountain group in the Cape Fold Belt South of Port Elizabeth. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **83**: 115-124.
- Ben-Avraham, Z., Hartnady, C.J.H. and Malan, J.A. 1993. Early tectonic extension between the Agulhas Bank and the Falkland Plateau due to the rotation of the Lafonia microplate. *Earth and Planetary Science Letters*, **117**: 43-58.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. and Fitzgerald, M.G., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. In: P.A. Allen and P. Homewood (Eds.), *Foreland basins*. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **8**: 41-61.

- Bond, G.C., Nickeson, P.A. and Kominz, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**: 325-345.
- Borrello, A.V., 1962. Sobre los diques clásticos de Tierra del Fuego. *Revista del Museo de La Plata*, tomo V, Geología, **32**: 155-191.
- Bott, M.H.P., Waghorn, G.D. and Whittaker, A., 1989. Plate boundary forces at subduction zones and trench-arc compression. *Tectonophysics*, **170**: 1-15.
- Bravo, P. and Herrero, C., 1997. Reservorios naturalmente fracturados en rocas volcánicas jurásicas, Cuenca de Magallanes, Chile. VI Simposio Bolivariano, Cartagena de Indias, Memorias, Tomo I: 66-84.
- Bruhn, R.L., 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Geological Society of America Bulletin*, **90**: 998-1012.
- Bruhn, R.L. and Dalziel, I.W.D., 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In: M. Talwani and W.C. Pitman III (Eds.), *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Maurice Ewing Series, AGU, **1**: 395-405.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. and de Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth Planetary Science Letters*, **41**: 32-46.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L. and Chamalaun, F., 1980. Further paleomagnetic confirmation of the Magallanes orocline. *Tectonophysics*, **63**: 75-90.
- Cagnolatti, M., Covellone, G., Erlicher, J. and Fantin, F., 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Rio Grande, Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Actas I: 149-152.
- Camino, R. and Nullo, F.E., 1979. Carta geológico-económica de la Isla de los Estados (hoja 67e): República Argentina. Servicio Geológico Nacional, scale: 1:200 000.
- Cande, S.C. and Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 471-496.
- Cande, S.C., Herron, E.M. and Hall, B.R., 1982. The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**: 63-74.
- Cande, S.C., Leslie, R.B., Para, J.C. and Hobart, M., 1987. Interaction between the Chile ridge and Chile trench: geophysical and thermal evidence. *Journal of Geophysical Research*, **92**: 495-520.
- Carey-Gailhardis, E. and Vergely, P., 1992. Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in terms of stress; the right dihedral method, use and pitfalls. *Annales Tectonicæ*, **VI**: 3-9.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, **89**: 255-288.
- Carey, S.W., 1958. A tectonic approach to continental drift. In: S.W. Carey (Ed.), *Continental drift: A symposium*. Hobart, Tasmania, Univ. Tasmania press: 178-355.

- Cecioni, G. and Charrier, R., 1974. Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el canal de Mozambique. *Ameghiniana*, **11**: 1-38.
- Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: The Americas, East Africa and the rest of the world. *Earth and Planetary Science Letters*, **37**: 355-368.
- Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R.J., Parada, M.A. and Rapela, C.W., 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. *Geological Society of America, Special Paper*, **265**: 29-43.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, **13**: 743-758.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Milani, E.J. and Szatmari, P., 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Eds.), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*. Balkema: 23-26.
- Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.J. and Urreiztieta, M. de, 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, **86**: 77-89.
- Cobbold, P.R., Szatmari, P., Lima, C. and Rossello, E.A., 1996. Cenozoic deformation across South America: Continent-wide data and analogue models. In: *Third International Symposium on Andean Geodynamics*, O.R.S.T.O.M. éditions, Paris: 21-24. (extended abstract)
- Codignotto, J.O. and Malumián, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54°S de la isla grande de la Tierra del Fuego. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Buenos Aires, **36**: 44-88.
- Cogné, J.P., 1987. Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. Thèse de l'Université de Rennes 1, Mémoires et documents du CAESS, **17**: 204 p.
- Coney, P.J. and Evenchick, C.A., 1994. Consolidation of the American Cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, **3**: 241-262.
- Corbella, H., Chelotti, L. and Pomposiello, C., 1996. Neotectónica del rift Jurásico austral en Pali Aike, Patagonia extrandina, Santa Cruz, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas **II**: 383-393.
- Coutand, I., 1995. Analyse structurale de l'avant-pays d'un segment des Andes patagoniennes australes (région du Lago Argentino, province de Santa Cruz, Argentine; région de La Ultima Esperanza, XII district, Chile). Mémoire de DEA (non publié), Université de Rennes 1: 45 p.
- Coward, M.P., 1981. The junction between Pan African mobile belt in Namibia: Its structural history. *Tectonophysics*, **76**: 59-73.
- Coward, M.P. and Daly, M.C., 1984. Crustal lineaments and shear zones in Africa: Their relationship to plate movements. *Precambrian Research*, **24**: 27-45.

- Coward, M.P. and Potgieter, R., 1983. Thrust zones and shear zones of the margin of the Namaqua and Kheis mobile belts, southern Africa. *Precambrian Research*, **21**: 39-54.
- Cox, K.G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Eds.), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological society of London, Special Publications, **68**: 137-148.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics*, **12**: 169-186.
- Cunningham, W.D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: The structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southern Chile. *Tectonophysics*, **244**: 197-229.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K.A., Gose, W.A. and Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Geophysical Research*, **196**: 16,061-16,069.
- Cunningham, W.D., Dalziel, I.W.D., Lee, T.-Y. and Lawver, L.A., 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 8257-8266.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C. and Tomasi, P., 1980. La chaîne hercynienne d'Amérique du Sud : structure et évolution d'un orogène intracratonique. *Geologische Rundschau*, **69**: 1-21.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **300**: 310-325.
- Dalziel, I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, **19**: 598-601.
- Dalziel, I.W.D., 1992. Antarctica: a tale of two supercontinents? *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **20**: 501-526.
- Dalziel, I.W.D. and Elliot, D.H., 1973. The Scotia arc and Antarctic margin. in A.E.M. Nairn and F.G. Stehli (Eds.), *The ocean basins and margins: 1. The South Atlantic*. Plenum Press, New York, 171-245.
- Dalziel, I.W.D. and Palmer, F.K., 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **90**: 259-280.
- Dalziel, I.W.D. and Brown, R.L., 1989. Tectonic denudation of the Darwin metamorphic core complex in the Andes of Tierra del Fuego, southernmost Chile: Implications for Cordilleran orogenesis. *Geology*, **17**: 699-703.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W. and Opdyke, N.D., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes. In: D.H. Tarling and S.K. Runcorn (Eds.), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. Academic, Press, San Diego, California, 1: 87-101.

- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J. and Palmer, F.K., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, **250**: 291-294.
- Dalziel, I.W.D., Dalla Salda, L.H., and Gahagan, L.M., 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 243-252.
- Darwin, C., 1844. Geological observations on the volcanic islands and parts of South America visited during the voyage of H.M.S. Beagle. Smith Elders, London.
- DeLong, S.E., Schwarz, W.M. and Anderson, R.N., 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, **44**: 239-246.
- de Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal*, **101**: 425-478.
- de la Rue Winter, H., 1984. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basins. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **87**: 169-179.
- Dewey, J.F., 1982. Plate tectonics and the evolution of the British Isles. *Geological Society of London Journal*, **139**: 371-412.
- Dewey, J.F. and Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* **205**, 79-95.
- de Wit, M.J., 1977. The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, **37**: 53-81.
- de Wit, M.J., 1990. Gondwana research: new breakthrough, old supercontinent. *South African Journal of Science*, **86**: 479-483.
- de Wit, M.J. and Stern, C.R., 1981. Variation of the degree of crustal extension during formation of a back-arc basin. *Tectonophysics*, **72**: 229-260.
- de Wit, M.J. and Ransome, I.G.D., 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Eds.), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*. Balkema: 15-21.
- Dickson, G.O., Pitman, III, W.C. and Heirtzler, J.R., 1968. Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, **73**: 2087-2100.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1996. Tertiary kinematics of the southern Andes and the development of the Magellan foreland basin (Patagonia). In: *Third International Symposium on Andean Geodynamics*, O.R.S.T.O.M. éditions, Paris: 347-350. (extended abstract)
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. and Gutiérrez Pleimling, A., 1997. Neogene tectonics within the Magellan basin (Patagonia). *VI Simposio Bolivariano, Cartagena de Indias, Memorias, Tomo I*: 1-14.
- Divenere, V., Kent, D.V. and Dalziel, I.W.D., 1996. Summary of palaeomagnetic results from West Antarctica: implications for the tectonic evolution of the Pacific margin of Gondwana during the Mesozoic. In: B.C. Storey, E.C. King and R.A.

- Livermore (Eds.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. Geological Society of London Special Publication, **108**: 31-43.
- Dott, R.H., Jr., Winn, R.D., Jr. and Smith, C.H.L., 1982. Relationship of late Mesozoic and early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc. In: C. Craddock (Ed.), Antarctic Geoscience. University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, USA, 193-203.
- du Toit, A.L., 1927. The fossil flora of the Upper Karroo Beds. Annals of the South African Museum, **22**: 289-420.
- du Toit, A.L., 1937. Our wandering continents. Oliver and Boyd (Eds.), Edinburgh, 366 p.
- Eldredge, S., Bachtadse, V. and Van der Voo, R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. Tectonophysics, **119**: 153-179.
- Elliot, D.H., 1992. Jurassic magmatism and tectonism associated with Gondwanaland break-up. In B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Eds.), Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society of London Special Publication, **68**: 165-184.
- Flemings, P.B. and Jordan, T.E., 1989. A synthetic model of foreland basin development. Journal of Geophysical Research, **94**: 3851-3866.
- Flores, M., Malumián, N., Masiuk, V. and Riggi, J.C., 1973. Estratigrafía Cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. Asociación Geológica Argentina, Revista, **28**: 407-437.
- Forsyth, D.W., 1975. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. Journal of Geophysical Research, **80**: 1429-1443.
- Forsyth, D.W. and Uyeda, S., 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. Geophysical Journal of the Royal Astr. Society, **43**: 163-200.
- Forsythe, R., 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South Atlantic: a plate tectonic interpretation. Journal of the Geological Society of London, **139**: 671-682.
- Forsythe, R. and Nelson, E.P., 1985. Geological manifestations of ridge collision: evidence from Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. Tectonics, **4**: 477-495.
- Forsythe, R. and Prior, D., 1992. Cenozoic continental geology of South America and its relations to the evolution of the Chile triple junction. In: J.H. Behrmann *et al.* (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, **141**: 23-31.
- Forsythe, R., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Hervé, M., Mopdozis, C., Soffia, J.M. and Harnbour, S., 1986. Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: A possible manifestations of ridge collision. Geology, **14**: 23-27.
- Fouché, J., Bate, K.J. and Van der Merwe, R. 1992. Plate tectonic setting of the Mesozoic Basins, southern offshore, South Africa: A review. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Eds.), Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa. Balkema: 33-45.
- Franchi, M.R., Panza, J.L. and de Barrio, R.E., 1989. Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Patagonia extraandina. In: G.A. Chebli and L.A. Spaletti (Eds.), Cuencas

- Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional del Tucumán. **6**: 347-378.
- Galeazzi, J.S., 1994. Stratigraphic and structural evolution of the western Malvinas and southeastern Magallanes basins, Argentina. Unpublished Ph.D. dissertation, Rice University, Houston, Texas, USA, 161 p.
- Gautier, P., 1995. Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans le domaine centre-égéen. Thèse de l'Université de Rennes 1, Mémoires de Géosciences-Rennes, **61**: 417 p.
- Gephart, J.W., 1994. Topography and subduction geometry in the central Andes: clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 12,279-12,288.
- Goodwin, A.M., 1988. Aspects of Precambrian cyclic growth in the Atlantic region. *Journal of South American Earth Sciences*, **7**: 499-505.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. and Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, **16**: 1-17.
- Gripp, A.E. and Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, **17**: 1109-1112.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D. and Kent, D.V., 1987. Ellsworth-Whitmore Mountains crustal block, Western Antarctica: New paleomagnetic results and their tectonic significance. In: G.D. McKenzie (Ed.), *Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics*. *Geophysical Monograph*, **40**: 161-172.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Harrison, T.M. and Heizler, M.T., 1992. Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: new data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 1497-1514.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. and Uliana, M.A., 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, **116**: 223-253.
- Halpern, M., 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 2407-2422.
- Harris, L.B., 1985. Direction changes in thrusting of the Schistes Lustrés in Alpine Corsica. *Tectonophysics*, **120**: 37-56.
- Herron, E.M., Cande, S.C. and Hall, B.R., 1981. An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile margin triple junction. *Geological Society of America, Memoirs*, **154**: 683-701.
- Hervé, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, **11**: 183-188.
- Hiller, N. and Snowden, P.A., 1983. Structural and stratigraphical relationships in the Cape Fold Belt South of Steytlerville. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **86**: 263-271.

- Hinterwimmer, G.A., Meissinger, V.E. and Soave, L.A., 1984. Análisis de facies, porosidad y diagénesis de una secuencia de playa, Formación Springhill en el sondeo Puesto Barros, Provincia de Santa Cruz. IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas V: 136-145.
- Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out ? Science, **252**: 1409-1412.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research, **93**: 3211-3231.
- Jaillard, E., 1993. The Cretaceous to Early Paleocene tectonic evolution of the Central Andes and its geodynamic implications. In: Second International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, (U.K.), O.R.S.T.O.M. éditions: 195-198. (extended abstract)
- James, D.E. and Snoke, J.A., 1994. Structure and tectonics in the region of flat subduction beneath central Peru: crust and uppermost mantle. Journal of Geophysical Research, **99**: 6899-6912.
- Kamb, W.B., 1959. Ice petrographic observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. Journal of Geophysical Research, **64**: 1891-1909.
- Katz, H.R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. American Association of Petroleum Geologists Bulletin., **47**: 506-524.
- Katz, H.R., 1972. Plate tectonics-orogenic belt in the southeast Pacific. Nature, **237**: 331.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. and Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? Geology, **17**: 324-328.
- Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sur Africa y los Andes. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología y Minería, **IX-3**: 1-78.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C. and Lee, T.Q., 1986. Magnetic fabric in "undeformed" marine clays from compressional zones. Tectonics, **5**: 769-781.
- Klepeis, K.A., 1993. Structural studies of deformation along convergent and transform plate boundaries in the western Scotia arc. Ph.D. Thesis, University of Texas, Austin, 232 p.
- Klepeis, K.A., 1994a. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. Tectonics, **13**: 882-904.
- Klepeis, K.A., 1994b. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. Journal of Geophysical Research, **99**: 22,001-22,014.
- Kohn, M.J., 1991. Studies of the metamorphism in west-central New Hampshire, U.S.A., and Tierra del Fuego, Chile. Unpublished Ph.D. dissertation, Rensselaer Polytechnic Instituten, 295 p.

- Kohn, M.J., Spear, F.S. and Dalziel, I.W.D., 1993. Metamorphic P-T paths from Cordillera Darwin in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Petrology*, **34**: 519-542.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M. and Dalziel, I.W.D., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, **13**: 251-270.
- Kraemer, P.E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° L.S., Santa Cruz. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas **III**: 119-125.
- Kranck, E.H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, Helsinki, Finland, **4** (2): 1-231.
- Lamarche, G. and Rochette, P., 1987. Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates. *Tectonophysics*, **139**: 285-293.
- Lawver, L.A., Sclater, J.G. and Meinke, L., 1985. Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. *Tectonophysics*, **114**: 233-254.
- Lawver, L.A., Royer, J.Y., Sandwell, D.T. and Scotese, C.R., 1991. Evolution of the Antarctic continental margins. In: M.R.A. Thomson, J.A. Crame, and J.W. Thomson (Eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge U.K., 533-539.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M. and Coffin, M.F., 1992. The development of paleoseaways around Antarctica. In: J.P. Kennett and D.A. Warnke (Eds.), *The Antarctic paleoenvironment, a perspective on global change*. Antarctic Research Series, **56**: 7-30.
- Leanza, A.F., 1968. Anotaciones sobre los fósiles Jurásico-Cretácico de Patagonia Austral (Colección Feruglio) conservados en la universidad de Bologna. *Acta Geológica Lilloana*, **9**: 121-186.
- Le Pichon, X. and Hayes, D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the Early Opening of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **76**: 6283-6293.
- Lock, B.E., 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. *Geology*, **8**: 35-39.
- Macellari, M., 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Journal of South America Earth Sciences*, **1**: 373-418.
- Marrett, R.A. and Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, **12**: 973-986.
- Marshak, S., 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics*, **7**: 73-86.
- Marshall, J.E.A., 1994. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, **13**: 499-514.
- Marshall, P.A., Olivero, E.B. and Scasso, R.A., 1984. El vulcanismo del Cerro Grande y su significado en la estratigrafía del Cretácico inferior de la comarca del Lago Fontana Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas **I**: 322-336.

- Martin, A.K. and Hartnady, C.J.H., 1986. Plate tectonic development of the Southeast Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 4767-4786.
- Mercer, J.H., 1970. Variations of some Patagonian glaciers since the late-glacial: II. *American Journal of Science*, **269**: 1-12.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, **6**: 125-166.
- Merle, O. and Gapais, D., 1997. Strains within thrust-wrench zones. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1011-1014.
- Milani, E.J., 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Eds.), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*. Balkema: 101-108.
- Minster, J.B. and Jordan, T.H., 1978. Present day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, **83**: 5331-5354.
- Minster, J.P., Jordan, T.H.P., Molnar, P. and Hains, E., 1974. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **36**: 541-576.
- Mitchell, C., Taylor, G.K., Cox, K.G. and Shaw, J., 1986. Are the Falkland Islands a rotated microplate? *Nature*, **319**: 131-134.
- Mpodozis, C. and Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: G.E. Erickson et al., (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Earth Science Series, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, **11**: 59-90.
- Mukasa, S.B. and Dalziel, I.W.D., 1996. Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U-Pb and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on tectonic evolution of southwestern Gondwanaland. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**: 349-365.
- Murdie, R.E., Prior, D.J., Styles, P., Flint, S.S., Pearce, R.G. and Agar, S.M., 1993. Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, **21**: 1095-1098.
- Murphy, J.B. and Nance, R.D., 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, **19**: 469-472.
- Natland, M.L., González, E., Cañón, A. and Ernst, M., 1974. A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments. *Geological Society of America Memoir*, **139**: 1-126.
- Nelson, E.P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: Evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationship. *Journal of the Geological Society of London*, **139**: 755-761.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D. and Milnes, A.G., 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin - collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **73**: 727-751.

- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R. and Espinosa, W., 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén. Instituto Investigaciones Geológicas Chile, scale 1:500 000, n°60-61: 1-80.
- Norton, I.O. and Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the break-up of Gondwanaland. *Journal of Geophysical Research*, **84**: 6803-6830.
- Nullo, F.E., Prosperio, C. and Ramos, V.A., 1978. Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas **I**: 455-470.
- Nürnberg, D. and Müller, D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. *Tectonophysics*, **191**: 27-53.
- Pankhurst, R.J. and Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planetary Science Letters*, **134**: 23-36.
- Panza, J.L. and Nullo, F.E., 1994. Mapa geológico de la Provincia de Santa Cruz: República Argentina. Secretaría de Minería, scale 1:750 000, 1 sheet.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, **6**: 233-248.
- Pfiffner, O.A. and Burkhard, M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientation from fault, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae*, **1**: 48-57.
- Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, **141**: 793-802.
- Pittion, J.L. and Gouadain, J., 1992. Source-rocks and oil generation in the Austral Basin. In: *Proceedings of the Thirteenth World Petroleum Congress*, Buenos Aires: 113-120.
- Popoff, M., 1988. Du Gondwana à l'Atlantique Sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. In: J. Sougy and J. Rodgers (Eds.), *The West African Connection. Journal of African Earth Sciences Special Publication*, **7**: 409-431.
- Porada, H., 1978. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, **57**: 237-265.
- Powell, C.M., Johnson, B.D. and Veevers, J.J., 1980. The fit for East and West Gondwanaland. *Tectonophysics*, **63**: 13-29.
- Rabinowitz, P.D. and Labrecque, J.L., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, **84**: 5973-6002.
- Ramos, V.A., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, Provincia del Chubut, República Argentina. I Congreso Geológico Argentino, Actas **I**: A43-A64.
- Ramos, V.A., 1979. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica. Séptimo Congreso Geológico Argentino. Actas **I**: 423-435.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: un continente Paleozóico a la deriva? IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas **II**: 311-325.

- Ramos, V.A., 1986. Discussion on "Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basins". Transactions of the Geological Society of South Africa, **89**: 427-429.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of southern South America - a collisional history. Episodes, **11**: 168-174.
- Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **73**: 887-903.
- Ramos, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S Latitude).
- Ramos, V.A. and Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, **205**: 261-282.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M. and Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, **5**: 855-880.
- Rapela, C.W. and Pankhurst, R.J., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre fault system in relation to the break-up of Gondwana. In B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Eds.), Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society of London Special Publication, **68**: 209-220.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous System of Southern South America. Geological Society of America Memoir, **168**: 1-143.
- Richards, P.C., Gatliff, R.W., Quinn, M.F., Williamson, J.P. and Fannin, N.G.T., 1996. The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf. In: B.C. Storey, E.C. King and R.A. Livermore (Eds.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. Geological Society of London Special Publication, **108**: 105-128.
- Robles, D.E., 1984. Los depocentros de la Formación Springhill en el norte de Tierra del Fuego. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas **I**: 449-457.
- Rochette, P., Jackson, M. and Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Review of Geophysics, **30**: 209-226.
- Roperch, P. and Carlier, G., 1992. Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research, **97**: 17,233-17,249.
- Rosa, J.W.C. and Molnar, P., 1987. Uncertainties in reconstructions of the Pacific, Farallon, Vancouver, and Kula plates and constraints on the rigidity of the Pacific and Farallon (and Vancouver) plates between 72 and 35 Ma. Journal of Geophysical Research, **92**.
- Royden, L.H., 1993. The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, **12**: 303-325.
- Russo, R.M. and Silver, P.G., 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. Science, **263**: 1105-1111.

- Russo, R.M. and Silver, P.G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and Wilson cycle. *Geology*, **24**: 511-514.
- Sacchi, R. and Cadoppi, P., 1988. Oroclines and pseudo-oroclines. *Tectonophysics*, **146**: 47-58.
- Sacchi, R., Marques, J., Costa, M. and Casati, C., 1984. Kibaran events in the southernmost Mozambique Belt. *Precambrian Research*, **25**: 141-159.
- Shemenda, A.I., 1992. Horizontal lithosphere compression and subduction: constraints provided by physical modeling. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 11,097-11,116.
- Shemenda, A.I., 1993. Subduction of lithosphere and back-arc dynamics: insights from physical modeling. *Journal of Geophysical Research*, **98**: 16,167-16,185.
- Sigal, J., Grekoff, N., Singh, N.P., Cañón, A. and Ernst, A., 1970. Sur l'âge et les affinités "gondwaniennes" de micriphones (Foraminifères et Ostracdes) malgaches, indiennes et chiliennes au sommet du Jurassique et à la base du Cretacé. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **271**: 24-27.
- Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. and Watts, A.B., 1991. Simulation of Foreland Basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland. *Tectonics*, **10**: 599-620.
- Soler, P. and Bonhomme, M.G., 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from late Cretaceous to present. In S.M. Kay and C.W. Rapela (Eds.). *Special Papers of the Geological Society of America*, **241**: 173-192.
- Stein, S., Engeln, J.E., de Meto, C., Gordan, R.G., Woods, D.R., Lundgren, P., Argus, D., Quibble, D., Stein, C., Weistein, S. and Wiens, D.A., 1986. The Nazca-South America convergence rate and the recurrence of the great 1960 Chilean earthquake. *Geophysical Research Letters*, **13**: 713-716.
- Stern, C.R., Mukasa, S.B. and Fuenzalida, R., 1991. Age of the Sarmiento ophiolite complex and the Rocas Verdes marginal basin, Magallanes, Chile. *Congreso Geológico Chileno (resúmenes expandidos)*: 241-243.
- Stern, C.R., Mukasa, S.B. and Fuenzalida, R., 1992. Age and petrogenesis of the Sarmiento ophiolite complex of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**: 97-104.
- Storey, B.C., 1993. Tectonic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the Proto-Pacific margin of Antarctica. *Tectonics*, **10**: 1274-1288.
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M.J., Pankhurst, R.J. and Wever, H.E., 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: Evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Eds.), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London Special Publication, **68**: 149-163.
- Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. and Millar, I.L., 1996. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. In: B.C. Storey, E.C. King and R.A. Livermore (Eds.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*. Geological Society of London Special Publication, **108**: 87-103.

- Suárez, M., 1979. A late Mesozoic Island arc in the southern Andes, Chile. *Geological Magazine*, **116**: 167-179.
- Suárez, M., 1980. Mapa geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:1 000 000, 6 sheets.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A.B., Milani, E.J., de Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cirbián, M., López Paulsen, O., Germs, G.J.B., De Wit, M.J., Machacha, T. and Miller, R. McG., 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In: A.J. Tankard, S. Suárez and H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **62**: 5-52.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système Alpin en Méditerranée : Poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France*, **19**: 437-460.
- Taylor, G.K. and Shaw, J., 1989. The Falkland Islands: New palaeomagnetic data and their origin as a displaced terrane from southern Africa. In: J.W. Hillhouse (Ed.), *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*. Geophysical Monograph Series, **50**: 59-72.
- Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBreque, J.L. and Vergara, H., 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research*, **102**: 12,035-12,059.
- Thomas, C.R., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **33**: 1553-1578.
- Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, **254**: 47-65.
- Thorkelson, D.J. and Taylor, R.P., 1989. Cordilleran slab windows. *Geology*, **17**: 833-836.
- Uliana, M.A. and Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, **18**: 172-190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: A.J. Tankard and H.R. Balkwill (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **46**: 599-614.
- Unternehr, P., Curie, D., Olivet, J. L., Goslin, J. and Beuzart, P., 1988. South Atlantic Fists and Intraplate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics*, **155**: 169-179.
- Urien, C.M. and Zambrano, J.J. 1991. La faja subandina meridional (comentarios generales). IV Simposio Bolivariano. *Memorias*. Bogotá. Tomo **I**: 1-28.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J. and Martins, L.R., 1981. The basins of southeastern South America (southern Brazil, Uruguay, and eastern Argentina), including the Malvinas Plateau and southern South Atlantic paleogeographic evolution. In: W. Volkheimer and E.A. Musacchio (Eds.), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y*

- Cretácico en América del Sur. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, **1**: 45-126.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J. and Yrigoyen, M.R., 1995. Petroleum basins of southern South America: An overview. In: A.J. Tankard, R. Suárez Soruco and H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **62**: 63-77.
- Urreiztieta, M. de, 1995. Geodynamic evolution of southwestern Gondwana. Rapport interne ELF Aquitaine, Division Etudes et Synthèses, Paris.
- Urreiztieta, M. de, 1996. Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S). Thèse de l'Université de Rennes 1, Mémoires de Géosciences-Rennes, **72**: 313 p.
- Uyeda, S., 1987. Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. *Geodynamic series*, AGU, **18**: 1-7.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, **84**: 1049-1060.
- Van der Merwe, R. and Fouché, J. 1992 Inversion tectonics in the Bredasdorp Basin, offshore South Africa. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Eds.), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*. Balkema: 49-59.
- Visser, J.N.J., 1985. Discussion on "Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basins". *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **88**: 183-185.
- Visser, J.N.J., 1992. Basin tectonics in southwestern Gondwana during the Carboniferous and Permian. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Eds.), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*. Balkema: 109-115.
- von Gosen, W., 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of Geophysical Research*, **8**: 377-404.
- Walker, J.A., Moulds, T.N., Zentilli, M. and Feigenson, M.D., 1991. Spatial and temporal variations in volcanics of the Andean Central Volcanic Zone (26 to 28°S). In: R.S. Harmon and C.W. Rapela (Eds.), *Geological Society of America Special Papers*, **265**: 139-155.
- Wegener, A., 1928. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig, Germany.
- Weissel, J.K., Taylor, B. and Karner, G.D., 1977. The opening of the Woodlark Basin, subduction of the Woodlark spreading system, and the evolution of northern Melanesia since mid-Pliocene time. *Tectonophysics*, **87**: 253-277.
- White, N. and McKenzie, D., 1988. Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. *Geology*, **16**: 250-253.
- Whittaker, A., Bott, M.H.P. and Waghorn, G.D., 1992. Stresses and plate boundary forces associated with subduction plate margins. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 19929-19947.

- Willis, B., 1928. Dead Sea problem: rift valley or ramp valley? *Geological Society of America Bulletin*, **39**: 490-542.
- Wilson, T.J., 1983. Stratigraphic and structural evolution of the Ultima Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes, southern Chile. Ph.D. Thesis, University of Colombia, New York, 360 p.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, **103**: 98-111.
- Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. In: K.R. McClay and N.J. Price (Eds.), *Thrust and nappe tectonics*. Geological Society of London Special Publication, **9**: 513-528.
- Winslow, M.A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. In: C. Craddock (Ed.), *Antarctic geoscience*. Madison, University of Wisconsin Press, 143-154.
- Winslow, M.A., 1983. Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 1073-1080.
- Wortel, M., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *Journal of the Geological Society of London*, **141**: 783-791.
- Ziegler, A.M., Barret, S.F. and Scotese, C.R., 1981. Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A301**: 253-264.

Planches hors-texte

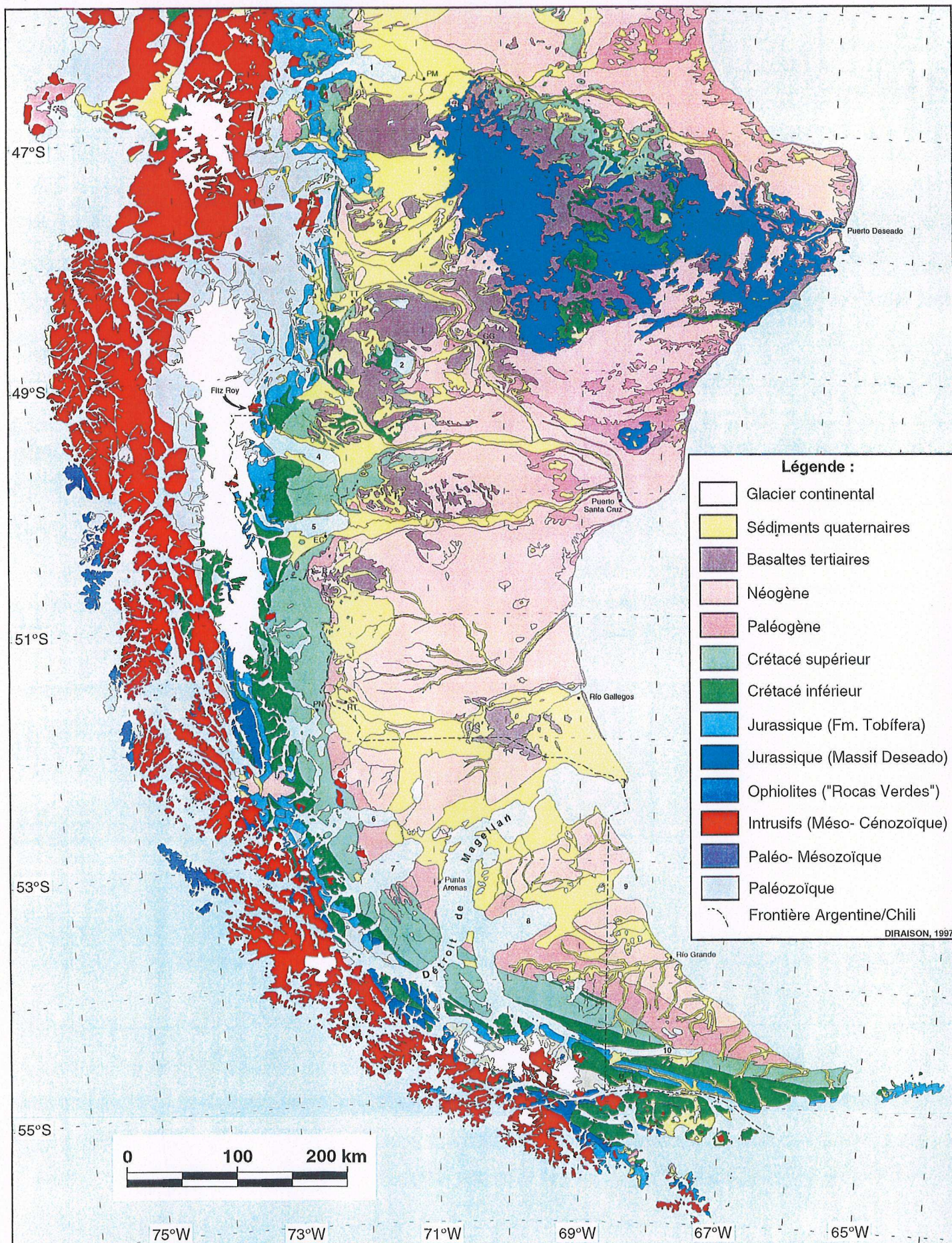


PLANCHE HORS-TEXTE n°1.

Carte géologique synthétique de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud.

(projection Lambert Conique Conforme; échelle approximative : 1/3 300 000^e)

Cette carte résulte de la compilation des cartes géologiques du Chili au 1/1 000 000^e (Suárez, 1980), de la province de Santa Cruz au 1/750 000^e (Panza and Nullo, 1994), et de la Isla de los Estados au 1/200 000^e (Caminos and Nullo, 1979). Pour le secteur de la Terre de Feu argentine, différentes sources ont été utilisées : Kranck (1932), Codignotto and Malumián (1982), ainsi que des données de terrain personnelles.

Les numéros localisent les principaux lacs ou bras de mer : Lago Buenos Aires (1), Lago Cardiel (2), Lago San Martín (3), Lago Viedma (4), Lago Argentino (5), Seno Skyring (6), Seno Otway (7), Bahía Inútil (8), Bahía San Sebastián (9), et Lago Fagnano (10). Les abréviations correspondent à des localités importantes : Perito Moreno (PM), Posadas (P), Tucu Tucu (TT), Gobernador Gregores (GG), El Calafate (EL), Río Turbio (RT), Puerto Natales (PN) et Ushuaia (U).

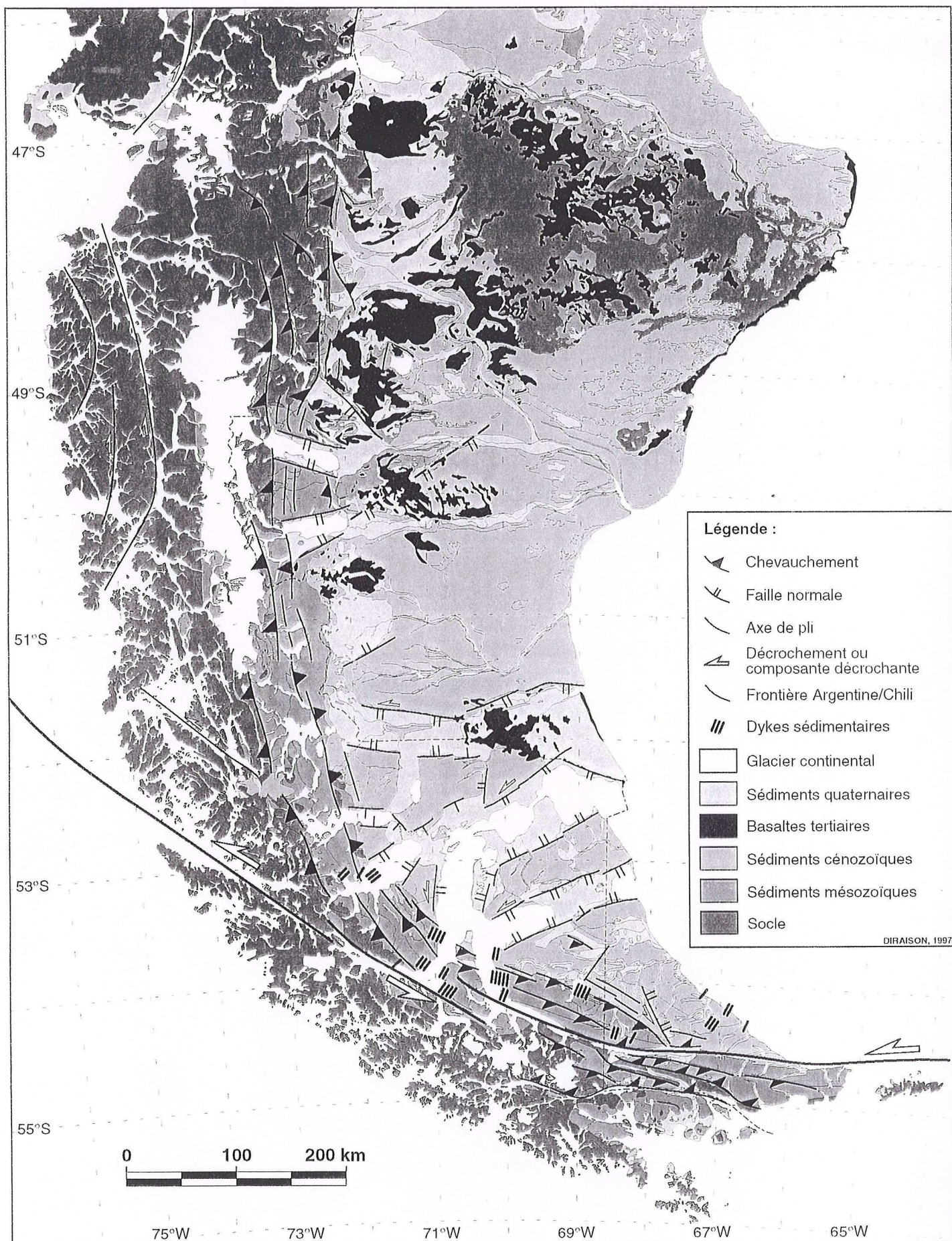


PLANCHE HORS-TEXTE n°2.

Carte structurale de l'extrémité australe de l'Amérique du Sud.
(projection Lambert Conique Conforme; échelle approximative : 1/3 300 000°)

Cette carte structurale résulte de la compilation de travaux antérieurs et de données de terrain recueillies lors des missions de terrain. Le fond de carte géologique utilisé est identique à celui de la planche hors-texte n°1.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex .
Tel : 02- 99.28.60.80
Fax : 02-99-28-26-02

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **70F.**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986) **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115F.**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95F.**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé.**

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987). 265 F

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). Epuisé

- N°22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.

N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.

N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . Épuisé

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaire, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaire). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.

N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.

N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.

N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.

N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.

N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.

N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.

N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmess (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995). 130 F.

N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995). 100 F.

N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995). 100 F.

N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994). 120 F.

N° 72 - M. URREIZTIETA - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995). 200 F.

N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). 120 F.

N° 74 - Y. GARCIA - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). 150 F.

N° 75 - M. A. SANTOS PINTO - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). 100 F.

N° 76 - D. CHARDON - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). 130 F.

N° 77 - C. ROBIN - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). 180 F.

N° 78 - D. GRANJEON - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). 100 F.

Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) -
Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p.,
69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1996) . 50 F

N° 79 - A. JAFFREZIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du
carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture
intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig.,
46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). 130 F.

N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets
d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). 100 F.

n° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-
ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. 183
p., 85 fig., 4 tabl., (1997). 85 F.

N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la
République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie,
paléoenvironnements. 256 p., 132 fig., 8 pl., + annexes. (1997). 125 F.

N° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge
passive. Modélisation analogique et applications du Golfe de Guinée, 260 p., 96
fig., dont 12 pl. coul., (1998) 100 F.

N° 84 - G. QUEREL - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du
manteau terrestre : Applications de la spectroscopie de luminescence à haute
pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). 95 F.

N° 85 - M. DIRAISON - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et
Tectonique des andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7
tabl., (1998) . 130 F.

Bois Sèze - P. DAVY, F. GUILLICHÉAU, R. HAMÉLIN (Coordinateurs) -
Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS. 148 p.
69 fig., 2 tab., Langogne, Publ. 0396. 1997.

N° 79 - A. JAFRENEIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du
carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture
intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 256 p., 123 fig.
46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). 130 F.

N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Etude
à l'échelle 272 p., 100 fig., 1 tabl. (1997). 100 F.

N° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragiles-
ductiles : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. 183
p., 85 fig., 4 tabl. (1997). 85 F.

N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nerita* (Dasycoconatidae) dans le Trias du sud de la
République Tchad. 1. Biométrie, systématique, phylogénie,
paléoenvironnements. 256 p., 132 fig., 8 pl., + annexes. (1997). 125 F.

N° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge
passive. Modélisation analogique et applications au Golfe de Guinée. 256 p., 66
fig., dont 12 pl. coul. (1997). 100 F.

N° 84 - C. QUEREL - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du
manteau terrestre : Applications de la spectroscopie de luminescence à haute
pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl. (1997). 95 F.

N° 85 - M. DIRAISON - Evolution tectonique du Bassin de Magellan et
Tectonique des andes australes. 333 p., 112 fig., dont 6 pl. coul., 1 pl. hors-texte, 7
tabl. (1997). 130 F.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné :

soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

BON DE COMMANDE

NOM:

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F	TOTAL	
TOTAL DE LA COMMANDE		

MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Adresser PALAIS
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35043 - RENNES Cedex 03
Tél 02 99 28 80 80 Fax : 02 99 28 80 80

soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

accompagné :

BON DE COMMANDE

NOM :

ORGANISME :

ADRESSE :

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Titre	Quantité	TOTAL

TOTAL DE LA COMMANDE

TOTAL

par volume supplémentaire : 5,00 F
Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

2ème trimestre 1998

Résumé :

L'extrémité australe de l'Amérique du Sud se situe actuellement dans un contexte cinématique complexe impliquant les plaques Nazca, Antarctique et Scotia.

Dans ce secteur, l'histoire compressive andine débute au Crétacé supérieur avec pour conséquences le soulèvement de la cordillère et le développement du bassin d'avant-pays de Magellan. L'arcature actuelle des Andes australes résulte du développement progressif de l'orocline patagonien associé au fonctionnement d'un décrochement senestre le long de la bordure sud du continent depuis le Crétacé supérieur.

A partir de 30 Ma, l'ouverture du passage de Drake entre le continent Sud-américain et la Péninsule Antarctique conduit à la croissance de la plaque Scotia. La subduction de la dorsale du Chili débute à 14 Ma au niveau de la Terre de Feu. Le point triple migre progressivement jusqu'à sa position actuelle à 46°30'S.

L'étude structurale et cinématique de la région (analyse de populations de failles) a été réalisée principalement à la transition cordillère/bassin. Elle est complétée par l'analyse de l'imagerie satellitaire et de la topographie numérique, l'interprétation de données de sismique réflexion pétrolière, une étude paléomagnétique, et de la modélisation analogique.

Cette étude met en évidence (1) des directions principales de raccourcissement sub-perpendiculaires à la cordillère tout le long de l'orocline, (2) des composantes décrochantes dextres et senestres le long des secteurs de la cordillère orientés respectivement N-S et E-O, et (3) des rifts néogènes disposés radialement affectant principalement la zone axiale du bassin de Magellan. Ce champ de déformation, compatible avec le contexte actuel, a été comparé à celui obtenu par modélisation analogique d'un orocline simple. Le passage progressif entre la zone de subduction à l'ouest et le décrochement au sud du continent (appelé effet de coin) semble être une condition suffisante au développement de l'essentiel des structures observées.

Mots-clés :

Bassin de Magellan, cinématique, Andes australes, orocline patagonien